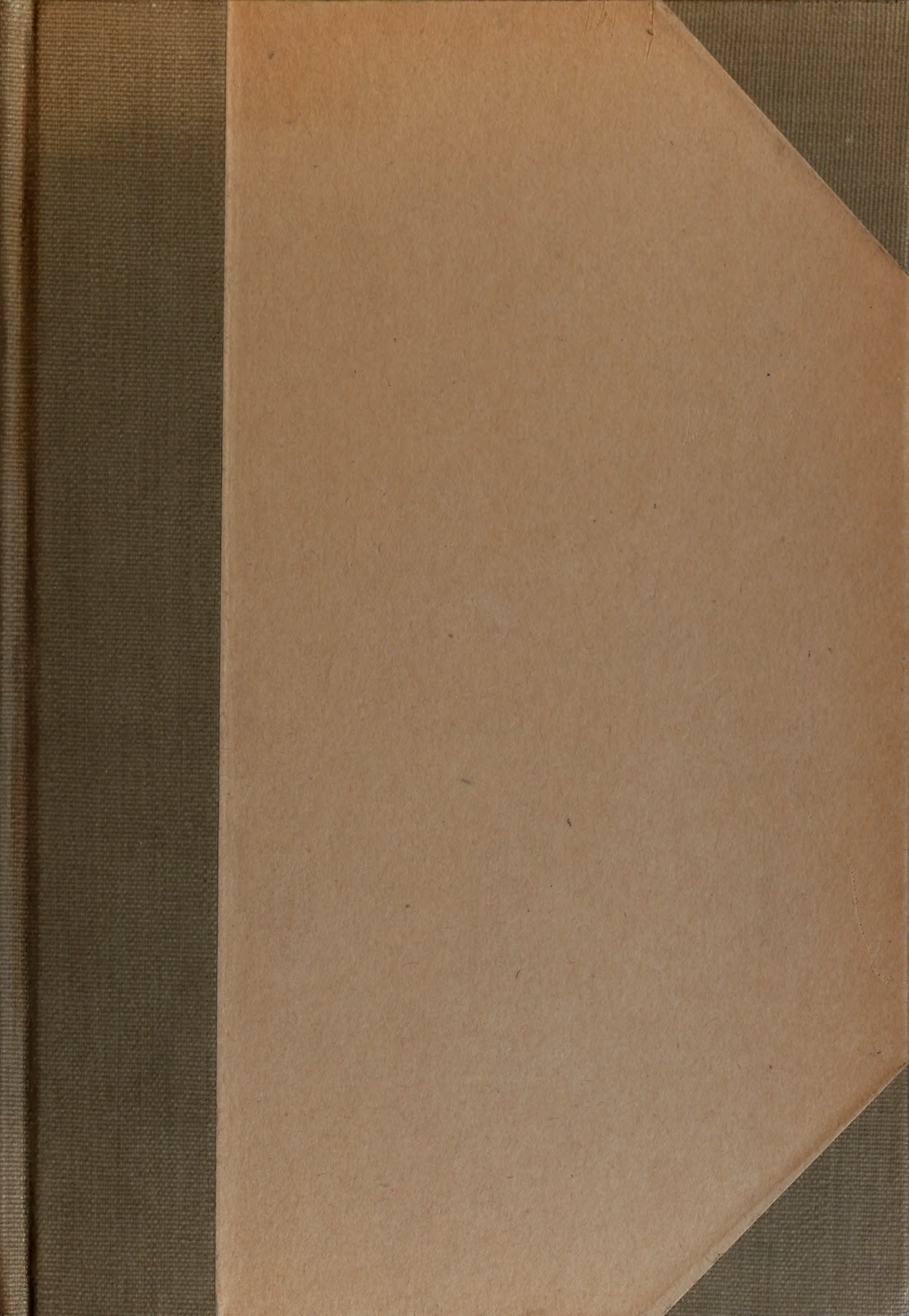








JAHRBUCH

DER

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

LXVIII. BAND 1918.

Mit 19 Tafeln.



Wien, 1919.

Verlag der Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), Universitätsbuchhandlung

I. Graben 31.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.



Inhalt.

1. und 2. Heft.

3. und 4. Heft.

Verzeichnis der Tafeln.

Personalstand
der
Geologischen Reichsanstalt.
(1. Oktober 1919.)

Direktor:

Unbesetzt.

Vizedirektor:

Unbesetzt.

Chefgeologen:

Geyer Georg, Besitzer des Ritterkreuzes des Franz Josef-Ordens, Regierungsrat, korr. Mitglied der Akademie der Wissenschaften, III. Hörnesgasse Nr. 9. Derzeit mit der Leitung der Anstalt betraut.

Dreger Julius, Phil. Dr., Bergrat, Mitglied der Kommission für die Abhaltung der ersten Staatsprüfung für das landwirtschaftliche, forstwirtschaftliche und kulturtechnische Studium an der Hochschule für Bodenkultur etc., Ehrenbürger der Stadt Leipnik und der Gemeinde Mösel, III. Ungargasse Nr. 71.

Kerner-Marilaun Fritz, Med. U. Dr., Bergrat, korr. Mitglied der Akademie der Wissenschaften, Mitglied der Kommission für die Abhaltung der ersten Staatsprüfung an der Hochschule für Bodenkultur, III. Keilgasse Nr. 15.

Hammer Wilhelm, Phil. Dr., XIII. Waidhausenstraße Nr. 16.

Waagen Lukas, Phil. Dr., Besitzer des Goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, III. Sophienbrückengasse Nr. 10.

Ampferer Otto, Phil. Dr., II. Schüttelstraße Nr. 77.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

Eichleiter Friedrich, Ing., Besitzer des Kriegskreuzes II. Kl. für Zivilverdienste, III. Kollergasse Nr. 18.

Geologen:

Ohnesorge Theodor, Phil. Dr., III. Hörnesgasse Nr. 24.

Beck Heinrich, Phil. Dr., III. Erdbergstraße Nr. 35.

Vetters Hermann, Phil. Dr., Privatdozent an der montanistischen Hochschule in Leoben, III. Tongasse Nr. 3.

Bibliothekar:

Maluschka Alfons, Phil. Dr.

Adjunkten:

Hackl Oskar, Techn. Dr., IV. Schelleingasse 8.

Götzinger Gustav, Phil. Dr., Preßbaum bei Wien.

Assistenten:

Sander Bruno, Phil. Dr., Privatdozent an der Universität in Wien.

Spengler Erich, Phil. Dr., Privatdozent an der Universität in Wien, III. Marxergasse 39.

Praktikanten:

Unbesetzt.

Für die Kartensammlung:

Zeichner:

Lauf Oskar, I. Johannesgasse 8.

Huber Franz, V. Anzengrubergasse 8.

Stromer Richard, XV. Reithoferplatz 5.

Für die Kanzlei und Rechnungsführung:

Gaina Johann, Rechnungsrat im Unterrichtsamte, Besitzer des Kriegskreuzes III. Kl. für Zivilverdienste, III. Barichgasse 32.

Kanzleioffiziantin:

Girardi Margarete, III. Geologengasse Nr. 1.

Diener:

Amtsdiener:

Wallner Matthias, Besitzer der ihm zweimal verliehenen kleinen Silbernen Tapferkeitsmedaille, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Kreyča Alois, III. Erdbergstraße 33.

Präparator: Koenig Josef, III. Rasumofskygasse 23.

Laborant: Felix Johann, III. Rasumofskygasse 25.

Aushilfskraft: Ulbing Johann, Amtsdiener i. R., III. Rasumofskygasse Nr. 23.

Korrespondent
der
Geologischen Reichsanstalt 1919.

Dr. Franz Tschernich
Gymnasialprofessor i. R. in Seekirchen bei Salzburg.

(20. Mai 1919.)

Ausgegeben Ende Juni 1919.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1918. LXVIII. BAND.

1. und 2. Heft.



Wien, 1919.

Verlag der Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilhelm Müller), Universitätsbuchhandlung

I. Graben 31.



Geologische Studien am Ostrande des polnischen und des Krakauer Steinkohlenrevieres.

(Mitteilung der wissenschaftlichen Studienkommission beim k. u. k. Militär-General-Gouvernement für das öster.-ung. Okkupationsgebiet in Polen [1]).

Von **Dr. W. Petrascheck** (Wien).

Mit einer Tafel (Nr. I) und fünf Textfiguren.

Während in Galizien das Steinkohlenrevier eine sichtbare Begrenzung in dem Kohlenkalke bei Krzeszowice findet, ist in Polen eine solche Grenze nicht gegeben. Wohl ist auch hier Devonkalk bekannt in Gestalt kleiner Aufbrüche, die bei Klucze, Zawiercie und bei Siewercz inmitten mesozoischer Schichten zutage treten. Diese Orte liegen aber so weit abseits vom Kohlenrevier, daß die Frage nach seiner Grenze einen weiten Spielraum offen läßt, wenn man nicht, wie es in den letzten Jahren allgemein angenommen wurde, die in den Eisenbahneinschnitten bei Gołonog zutage ausstreichenden Schichten als Kulm, mithin als Liegendes gelten läßt. Die Karbonsandsteine der erwähnten Eisenbahneinschnitte werden wegen der wichtigen Fauna, die sie enthalten, in der Literatur oft angeführt. Römer [2]) hat über sie zuerst berichtet. Er rechnete sie zu den Ostrauer Schichten, wenngleich er sich, wie seine Nachfolger, darüber klar war, daß diese Sandsteine ein tiefes Niveau der Ostrauer Schichten repräsentieren. Vor einigen Jahren wurden die Fossilien durch Cramer [3]) einer neuen Bearbeitung unterzogen, deren Ergebnis war, daß die Fauna zum Unterkarbon zu rechnen sei. Infolgedessen wird auf den neueren Revierkarten der Beckenrand westlich von diesen Eisenbahneinschnitten gezogen und werden die fossilführenden Schichten bereits zum Kulm gerechnet.

Gleiche Verschiebungen haben in den letzten Jahren die Auffassungen über den Rand des Oberkarbons im Krakauer Revier er-

[1]) Die dieser Veröffentlichung zugrunde liegenden Untersuchungen wurden, soweit Polen in Betracht kommt, im Auftrage der wissenschaftlichen Studienkommission beim k. u. k. Militär-General-Gouvernement für das öst.-ung. Okkupationsgebiet in Polen, soweit Galizien in Betracht kommt, im Dienste der k. k. geol. Reichsanstalt unternommen.

[2]) Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft 1866, pag. 663.

[3]) Jahrb. d. kön. preuß. geol. Landesanstalt für 1910, II.

fahren. An den Kohlenkalk des Cernatales grenzen überaus fossilarme Schiefertone, die am Miekiniabache gut aufgeschlossen sind. Zaręcny rechnete sie ebenso wie Tietze zum produktiven Karbon. Ganz mit Recht betrachtet Zaręcny kleine Karbonaufschlüsse, die in dem Walde bei Gluchowki sowie im Tale von Zalas sichtbar werden, als zu den gleichen Schichten wie jene von Miekinia gehörend.

Von diesen Aufschlüssen bei Zalas ist die Umdeutung ausgegangen. Michael veröffentlichte 1905 eine Notiz, daß in Zalas Kulm erbohrt worden sei. Er ließ später eine genauere Mitteilung nachfolgen [1], in der er aus den Zalaser Bohrungen Grauwacken mit Spiriferen, die dem *Sp. pinguis* und *Sp. striatus* nahestehen, bekannt machte, welche Fossilien Michael auch in der genannten Ortschaft auffand. Freilich durften diese Fossilfunde noch nicht als beweisend für Kulm betrachtet werden, immerhin aber sprachen sie dafür, daß mindestens die ältesten Teile des produktiven Karbons vorlagen. Beweiskräftiger waren Funde, die Wisniowsky [2]) am Miekiniabache glückten, denn unter ihnen befand sich die *Rhodea moravica* St., die vor allem aus dem sudetischen Kulm bekannt ist. Vor etlichen Jahren hatte Professor Wisniowsky die Güte, mir seine Belegstücke einzusenden, um mich in die Lage zu bringen, sie mit den Stur'schen Originalen zu vergleichen. Ich konnte die Richtigkeit der Bestimmung nur bestätigen. Immerhin ist im Auge zu behalten, daß die Spezies wahrscheinlich auch in den unteren Ostrauer Schichten enthalten ist.

Nach allen diesen Untersuchungen galt es als ausgemacht, daß östlich von den Flözen der Floragrube bei Dąbrowa und im Liegenden der ebenfalls zu den Ostrauer Schichten gerechneten Tenczyneker Kohlenflöze Unterkarbon in Gestalt von Kulmschichten paläontologisch erwiesen war. Dabei wurde stillschweigend über die Tatsache hinweggegangen, daß sich dieser angebliche Kulm petrographisch recht erheblich vom Kulm der Sudeten, wie überhaupt vom deutschen Kulm unterschied.

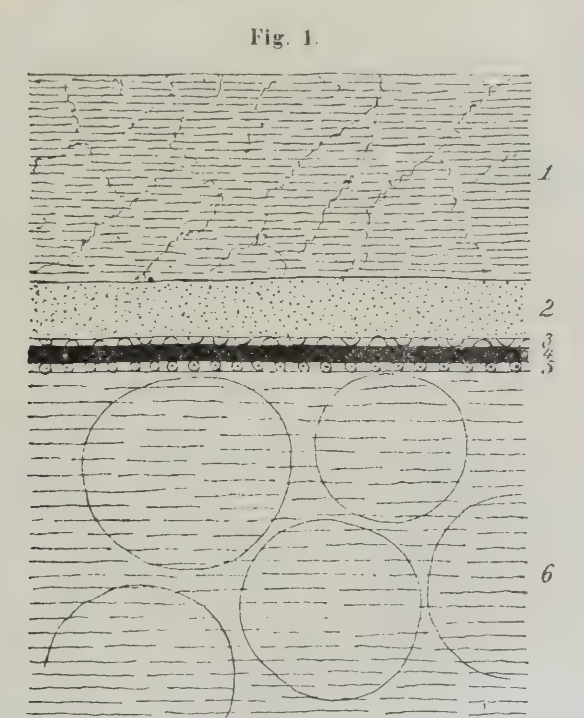
Neue Gesichtspunkte zur Beurteilung dieser Angelegenheit ergaben sich aus der durch v. Klebelsberg erfolgten Bearbeitung der Fauna der Ostrauer Schichten [3]). Von Klebelsberg wies nach, daß auch diese Fauna unterkarbonisch ist. Damit aber ist den paläontologischen Beweisen Cramers und Michaels der Boden entzogen. Ihres Fossilinhaltes wegen brauchen die Schichten von Gołonog, Miekinia und Zalas noch nicht als Kulm gedeutet zu werden. Wenn demnach Schichten mit unterkarboner Fauna in Mährisch-Ostrau Steinkohlenflöze enthalten, so ist die gleiche Möglichkeit auch für die Schichten von Gołonog etc. geboten.

Dank dem Entgegenkommen der Betriebsleitung der k. u. k. Heeresbahn N konnte ich unter Zuhilfenahme kleiner Schürfungen die Fossilführung der Gołonoger Eisenbahneinschnitte genauer studieren. Die Schichten enthalten, wie das im produktiven Karbon immer der Fall ist, ihre Fauna nur in einzelnen Bänken. Die Angabe Michaels,

[1]) Jahrb. d. kön. preuß. geol. Landesanstalt für 1907, pag. 193.
[2]) Anzeiger der Akad. d. Wissensch., Krakau. Dezember 1910.
[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 62 (1912).

daß in den Ostrauer Schichten die marine Fauna diffus verteilt sei, ist, wie anderen Ortes gezeigt werden soll, eine mißverständliche. Es sind zwischen Gołonog und Strzemieszyce drei Eisenbahneinschnitte vorhanden. Der tiefste liegt bei dem Muschelkalksteinbruche an dem Hügel nördlich Strzemieszyce. Unter diluvialen Sanden erschließt er vorherrschend graue Schiefertone mit sparsamen Einlagerungen plattiger

Fig. 1.



Profil des Fundpunktes 1 bei Gołonog.

1 schiefriger Sandstein. — 2 feinkörniger Sandstein. — 3 dto. Streptorynchusbank. — 4 Schiefer. — 5 Gastropodenbank. — 6 schiefriger Sandstein mit großen kalkigen Konkretionen.

Maßstab: 1:10.

Sandsteine. Letztere bilden etwa 20 *cm* dicke Bänke und weisen auf der Oberfläche Wellenfurchen auf. Fossilien vermochte ich nicht zu finden. Die marine Fauna liegt in den Sandsteinen, dort, wo beim SO-Ende des Dorfes Gołonog die beiden Eisenbahnstrecken ganz nahe aneinander kommen. In dem östlicheren der beiden Einschnitte sind im Sandsteine seines Südendes *Chonetes Hrardensis, Phillipsia* etc. häufig. Sonst aber erweist sich dieser Einschnitt als fossilleer. Im westlichen Einschnitt findet man in seinem mittlerem Teil reichlich Fossilien. Die reichste Ausbeute lieferte ein Aufschluß, der obiges Profil zeigte (Fig. 1).

Die großen kalkigen Konkretionen erwiesen sich als fossilarm bis fossilfrei. Hingegen ist die Gastropodenbank über und über von Fossilien bedeckt. *Bellerophon Urii*, u. a. Bellerophonten bilden das Hauptkontingent. Daneben finden sich reichlich Reste von *Entalis*, aber nur wenig Bivalven und Brachiopoden. Diese herrschen in der *Chonetes*-Schicht, in der außer diesem weitaus vorherrschenden Brachiopoden *Aviculopecten*, *Carbonicola* und auch Trilobiten häufig sind. Die Gastropoden haben durchwegs ihre Kalkschalen erhalten. Bei den Brachiopoden ist sie weiß und kalziniert. Die Fauna wird unten unter der Bezeichnung Lokalität 1 aufgezählt. Eine Brachiopodenschicht ist auch auf der gegenüberliegenden Seite des Bahneinschnittes aufgedeckt worden (Lokalität 2). Die Sandsteine sind hier entkalkt und die Fossilien nur als Steinkerne erhalten. Vereinzelte Fossilien kann man am Südende des östlicheren der beiden Bahneinschnitte sammeln.

Es sind sonach mehrere Fossilbänke, die in geringen Abständen übereinander liegen, vorhanden. Sie sind ebenso wie beispielsweise jene zwischem dem Karl- und Ottokarflöz in Mährisch-Ostrau als eine marine Zone aufzufassen.

Fauna von Lokalität 1[1]):

Chonetes Hrardensis Phill. hh.
Streptorhynchus crenistria Phill.
Orthetes spec.
Rhynchonella pleurodon Phill.
Crenipecten tenuidendatus Cramer h.
Aviculopecten Golonogensis Cramer
Pterinopecten papyraceus Sow.
Pecten spec.
Cypricardella spec.
Sedgwickia ovata Hind. s.
Carbonicola ovalis Mort.
„ *spec.*
Solenomya costellata Mc. Coy s.
Bellerophon aff. sublaevis Potiez
„ *anthracophilus* Frech
„ *Urii* Flemm. hh.
Ptychomphalus striatus Sow.
Euomphalus catillus Martin h.
Entalis spec. h.
Orthoceras undatum Mc. Coy
Griffithides acuminatus Röm.

Fauna von Lokalität 2:

Crinoidenstielglieder
Chonetes Hrardensis Phill. hh.
Productus striatus Fisch. s.
Schizodus axiniformis Phill. ss.

[1]) h. = häufig, hh. = sehr häufig, s. = selten, ss. = sehr selten.

Aviculopecten fallax Mc. Coy
Pterinopecten? papyraceus Sow.
Carbonicola spec.
Anthracomya spec.
Griffithides acuminatus Röm.

Ob sich die marinen Horizonte der Ostrauer Schichten faunistisch unterscheiden lassen, ist wenigstens für das oberschlesische Steinkohlenbecken ein noch unbearbeitetes Problem. Die Unterschiede unserer beiden Lokalitäten sind jedenfalls nur fazieller Natur.

Die nachfolgende Zusammenstellung der Fauna von Gołonog ist nach der Literatur, insbesondere nach den Angaben Cramers ergänzt[1]).

	Kohlenkalk	Kulm	Ostrauer Schichten	Produkt. Karbon
Palaeacis antiqua Mc. Coy	×	—	—	—
Chonetes Hrardensis Phill.	—	×	×	×
Productus striatus Fisch.	×	—	—	—
„ *cf. semireticulatus* Martin	×	×	×	× [2])
Rhynchonella pleurodon Phill.	×	×	×	×
Orthetes spec.	—	—	—	—
Streptorhynchus crenistria Phill.	×	×	×	× [2])
Crenipecten tenuidendatus Cramer	—	—	—	—
Aviculopecten Golonogensis Cramer	—	—	—	—
„ *concentricostriatus* Mc. Coy	×	—	—	—
„ *sulcatus* Cramer	—	—	—	—
„ *fallax* Mc. Coy	×	—	—	—
Pecten spec.	—	—	—	—
Pterinopecten papyraceus Sow.	—	×	×	×
Schizodus axiniformis Phill.	×	—	—	—
Cypricardella spec.	—	—	—	—
Sedgwickia ovata Hind.	×	—	—	× [2])
Carbonicola ovalis Mort.	—	—	—	×
„ *spec.*	—	—	—	—
Solenomya costellata Mc. Coy	×	—	—	—
Bellerophon aff. sublaevis Potiez	×	—	—	—
„ *Urii* Flemm.	×	—	×	×
„ *anthracophilus* Frech	—	—	×	×
Ptychomphalus striatus Sow.	×	—	—	—
Euomphalus catillus Martin	×	—	×	×
Macrocheilus carinatus Cramer	—	—	—	—
Pleurotomaria spec.	—	—	—	—
Naticopsis spec.	—	—	—	—
Entalis spec.	—	—	—	—
Nautilus cf. subsulcatus Phill.	—	—	—	×
Goniatites?	—	—	—	—
Orthoceras undatum Mc. Coy	×	—	×	×
Griffithides acuminatus Röm.	—	—	×	×
„ *mucronatus* Mc. Coy	—	—	×	×
Cladodus cf. striatus Ag.	—	—	—	—

[1]) × vorhanden; — nicht vorhanden. — [2]) Pendleside ser.

Die Fauna unterscheidet sich auf den ersten Blick beträchtlich von den marinen Bänken der Ostrauer Schichten. Aber dieser große Unterschied ist zweifelsohne durch fazielle Einflüsse bedingt. Alles, was bisher aus den Ostrauer Schichten beschrieben wurde, entstammt äußerst fein geschlemmten Schiefertonen. Es sind höchst charakteristische, dunkle, dichte, kurzklüftige und dadurch schüttige Schiefertone, in denen die Fauna immer angetroffen wird. Kleine Knollen von Toneisenstein fehlen diesen Schiefertonen nie. In ganz gleicher Beschaffenheit sind diese Schichten in Oberschlesien entwickelt, nur ist in den östlichsten Teilen Oberschlesiens ebenso wie in Polen und Galizien die Diagenese geringer. Es ist eine ganz monotone Fazies, wie sie übrigens in gleicher Ausbildung auch im Rheinlande und Westfalen die marinen Bänke bildet. In dieser Fazies herrscht eine der Hauptmasse nach ebenso monotone Fauna, die ihr Gepräge erhält durch kleine Nuculen, Ctenodonarten, Posidoniellen, Modiola etc.

So wie an Stelle des feinsten Tonschlammes Sandstein tritt, ändert sich mit einem Schlage die Fauna. Ich fand auch im untersten Teile der Ostrauer Schichten Spiriferengrauwacke, so daß, wenn die Arten nicht bestimmbar sind, man mit Vorsicht urteilen muß, ehe man solche Grauwacke zum Kulm stellt.

Hier bei Golonog sind an Lokalität 1 die Sandsteine auch noch durch ansehnlichen Kalkgehalt ausgezeichnet. Wenn nun gerade ihre Fauna starke Anklänge an den Kohlenkalk aufweist, so ist das gewiß zu nicht geringem Teile wiederum auf fazielle Einflüsse zurückzuführen. Unter diesem Gesichtspunkte dürfte namentlich das Auftreten typischer Kohlenkalkgastropoden wie *Bellerophon aff. sublaevis* und *Ptychomphalus striatus* zu erklären sein, zumal sie sich streng an die kalkige Gesteinsbank halten. Auch *Streptorhynchus crenistria* gilt als bezeichnende Art des Unterkarbons. *Pterinopecten papyraceus* dagegen als solche des Oberkarbons. Er wird aber von Hüffner schon aus dem Kulm angeführt.

Im ganzen liegt eine Mischung ober- und unterkarbonischer Arten vor, wobei letztere überwiegen. Das erinnert an den millstone grit und die Pendlesides series. Bei der Kleinheit der hier und auch dort gefundenen Faunen kann aber trotz der eingehenden Untersuchungen Hinds der Vergleich diesbezüglich nicht weiter ausgeführt werden. Der unterkarbonische Charakter der Fauna kommt bei Gołonog zwar stärker zum Ausdruck, als das in den Ostrauer Schichten von Mährisch-Ostrau der Fall ist, aber es wird gut sein, auch daraus noch keine weitergehenden Schlüsse auf die Altersstellung der Gołonoger Sandsteine zu den Ostrauer Flözen zu ziehen. Auch ist zu berücksichtigen, daß der Fundort dem offenen Meere jener Zeit näher lag, als das Gebiet von Ostrau. Daß dies auf den Charakter der Fauna nicht ohne Einfluß ist, vermag man schon in Oberschlesien zu erkennen, woselbst beispielsweise die Korallen entschieden häufiger sind, als in Ostrau.

Sicher ist, daß in den Sandsteinen von Gołonog Kulm nicht erwiesen ist, daß diese vielmehr mit gleichem Rechte auch zu den Ostrauer Schichten gezählt werden dürfen.

Aber auch im Krakauer Gebiete ist der Nachweis von Kulm bisher noch nicht gelungen. Die diesbezügliche Behauptung stützt sich auf die Bohrungen von Zalas südlich Krzeszowice. Die in der dortigen Spiriferengrauwacke vorkommenden Spiriferen gehören nach Michael in die Gruppe des *Spirifer pinguis* und *Sp. striatus*. Auch mir lagen aus jener Bohrung Spiriferen vor. Sie ließen eine sichere Deutung zwar nicht zu, gehören aber nicht in den angeführten Formenkreis. Was nun die Verbreitung der zum Vergleich herangezogenen Spezies anbelangt, so ist es wohl richtig, daß sie bis auf *Spirifer striatus*, der auch im Millstone grit vorkommt, dem Unterkarbon angehören. Aber eben damit ist aus den einleitend hervorgehobenen Gründen das kulmische Alter noch nicht erwiesen. Das Vorhandensein von Spiriferengrauwacke im untersten Teile der Ostrauer Schichten habe ich schon erwähnt.

Neue Fossilfunde lieferten schließlich gewisse tiefe Bohrungen, welche im Laufe der letzten Jahre in der Umgebung von Płoki (noe. Trzebinia) abgestoßen wurden. Die Bohrungen durchsanken die gleichen Schiefertone, wie sie bei Miekinia ausstreichen und wie sie schon Zaręcny mit jenen von Zalas verglichen hat. Sie wechsellagern ebenso wie dort und wie bei Gołonog mit dünnschichtigen, feinkörnigen Sandsteinen. Manche der letzteren führen reichlich Häcksel auf ihren Schichtflächen. Bestimmbare Pflanzenreste konnten nicht gefunden werden. Dahingegen enthielten manche Schiefertonschichten eine marine Fauna, aus der mir jetzt

Orthoceras undatum Flemm.
„ *cf. acre* Foord
Goniatites? diadema Goldf.
Nuculana attennata Flemm.
Sedgwickia spec.
Sanguinolites
Posidoniella laevis Brown
Rhynchonella pleurodon Phill.
Productus sp. (*? striatus*)

vorliegen, eine Fauna, die ganz jener der Ostrauer Schichten gleicht und auch als oberkarbonisch betrachtet werden darf. Die Fossilien fanden sich bei 648, 689, 715, 800, 830—850, 966 und 972 *m* Tiefe und dürften sonach einer mächtigen marinen Schichtfolge entstammen.

Die Bestimmung des Alters der betreffenden Schichten ergibt sich schließlich auch aus deren Verhältnis zum Kohlenkalk. Zwar sieht man sie nirgends dem Kohlenkalk normal auflagern. Auch hat bisher weder in Polen noch in Galizien ein Bohrloch das Liegende dieser Schiefertone erreicht. Im Miekiniatale, wo sie an den Kohlenkalk angrenzen, ist ein Bruch mit steiler Schleppung der grauen Schiefertone vorhanden. Die Frage konkordanter oder diskordanter Lagerung soll gleich besprochen werden. Eine Konglomeratbank im Schieferton, erfüllt von kleinen Kalkgeröllen, deutet an, woran ohnehin nicht zu zweifeln ist, daß der Kohlenkalk das ältere ist.

Jarosz hat genaue Studien über den Kohlenkalk von Cerna angestellt. Sie kommt zu dem Resultate, daß zwei dem Gestein und dem Fossilinhalt nach unterscheidbare Zonen vorhanden sind, von denen die obere der Viséstufe entspricht. Diese Feststellung präzisiert zugleich das Alter der karbonischen Schiefertone, weil, wie Parkinson[1]) gezeigt hat, alles, was stratigraphisch höher als der Visékalk liegt, nicht mehr Kulm genannt werden darf, ein Grundsatz, den auch Hüffners Untersuchungen nicht zu erschüttern vermocht haben. Somit ergibt sich auch aus dem Verhältnis zum Kohlenkalk, daß die Gołonoger Sandsteine und die Schichten von Miekinia und Zalas nicht Kulm, sondern Oberkarbon sind.

In welcher Weise die Kohlenkalkfazies des Osten der Kulmfazies des Westen Platz macht, ist noch ungeklärt, da zwischen beiden ein Gebiet durch jüngere Formationen verhüllt ist. Man kann nur aus den permischen Konglomeraten ersehen, daß bei Gołonog Kohlenkalk noch den Rand des Kohlenbeckens bilden muß. Auf oberschlesischem Boden ist dies aber nur noch bei Bibiella (n. Beuthen unweit der polnischen Grenze) der Fall. Der Fazieswechsel muß sich sonach am N-Rande und wahrscheinlich in Oberschlesien vollziehen. Gegen S ist der Kohlenkalk zur Zeit noch bis an die Weichsel durch die Bohrung Zamborek verfolgt worden.

Ueber die Frage, ob zwischen dem Kohlenkalk des Cernatales und dem Oberkarbon Konkordanz oder Diskordanz besteht, ist zwar in der älteren Literatur verschiedentlich diskutiert worden, die maßgebenden Tagesaufschlüsse wurden aber bislang nicht erschöpfend berücksichtigt. Wiederholte Exkursionen lehrten mich, daß der Kohlenkalk westlich Paczaltowice eine gegen S offene Synklinale bildet. Im Czernkatale fallen, gegen SO gerichtet, weiße Oolithe unter den bituminösen Kalk ein. Im Eliaszówkatale geht das Einfallen dieser Schichtfolge nach SW. Dem Czernkabache entlang streicht ein Bruch, an dem die Karbonschiefertone abgesunken und geschleppt sind. In dieser Schleppungszone liegt u. a. die rote Wand, welche auch Jarosz erwähnt.

Vermutlich biegt der Bruch bei der Mündung der Eliaszówka gegen SSO um. Es ist aber hier nicht mehr sichtbar. Möglich wäre auch, daß hier ein jüngerer rechtsseitiger Querbruch vorliegt, der den Czernkabachverwurf verwirft. Rechtsseitige Staffelbrüche gleicher Orientierung sind im Dabrowaer Reviere in größerer Zahl vorhanden.

Im unteren Teil des Miekiniabaches stehen karbonische Schiefertone an. Ihre Lagerung ist auf längere Strecken gut zu beobachten. Im allgemeinen fallen sie mit 15—20° nach W. Gegen oben werden sie etwas sandiger. Am Porphyr von Miekinia sind sie dünnschiefrig, durch Eruptivkontakt gehärtet und dunkler, was verschiedene Autoren schon hervorgehoben haben. Eine ihrem Charakter nach genauer nicht zu ermittelnde Störung durchsetzt die Schiefertone im unteren Teile des Miekiniatales. An ihr streichen die Schichten N 10° W und fallen sehr steil gegen W ein. Auch im oberen Teile des Miekiniatales

[1]) Zeitschr. der deutschen geol. Gesellschaft 1903, pag. 374.

kommen unter der Trias gerötete Karbonschichten zutage. Die mit Sandsteinbänken wechsellagernden Schiefertone streichen hier N 60° W und fallen 60° SW. Etwas Häcksel bedeckt die Schichtflächen des massigen bis schichtigen, feinkörnigen Sandsteins. Bei der Kapelle ist, in grauen Letten eingelagert, die schon einmal erwähnte, 10 *cm* starke Bank von Kohlenkalkschotter aufgeschlossen.

Es ist zweifellos eine mächtige und monotone Schichtfolge, die der Miekiniabach im Oberkarbon aufschließt. Nichts deutet in ihr den synklinalen Bau an, den der Kohlenkalk nördlich davon erkennen läßt. Da aber nicht anzunehmen ist, daß südlich des Bruches der Faltenbau des Kohlenkalkes verschwindet, wird man zur Annahme einer Diskordanz zwischen Kohlenkalk und Oberkarbon geführt.

Auch eine solche Diskordanz ist schon von den älteren Autoren angenommen worden. Dabei stützte man sich auf jene Vorkommnisse von Kohlenkalk, die Zaręcny zwischen Filipowice und Nowa Gura entdeckt hat und die anscheinend schon in das Verbreitungsgebiet des Oberkarbons fallen, so daß sie als Kohlenkalkklippen im Oberkarbon aufgefaßt wurden. Tatsache ist, daß das Verhältnis dieses angeblichen Kohlenkalkes zum Oberkarbon wegen Ueberdeckung durch jüngere Schichten nicht zu ermitteln ist. Sollte ein solches Kalkriff, wie es in der Literatur heißt, vorliegen, so müßte es eine gewaltig hohe Erhebung sein, denn wenn am Czernkabache der Beckenrand des Oberkarbons liegt, dann ist für die oberkarbonische Hülle jener Kohlenkalkklippe eine nach einigen hundert Metern messende Mächtigkeit vorauszusetzen. Diese Erklärung würde mithin zu recht unnatürlichen Formen führen und so ist es wohl wahrscheinlicher, daß das am Miekiniabache noch nach W gerichtete Einfallen weiter gegen W unter der Triasdecke einer östlichen Neigung Platz macht, so daß der Kohlenkalk der Gora Kamienica nur einen Antiklinalaufbruch im Karbon darstellen würde, in welchem Falle er allerdings nichts für die Frage der Konkordanz oder Diskordanz beweisen könnte. Mäßig gegen O geneigte Schichtung ist im Kohlenkalk der Gora Kamienica in der Tat angedeutet.

Sicher aber ist, daß nicht alles, was Zaręcny als Kohlenkalk bezeichnet, solcher ist, so daß Tietzes Bedenken in der Tat gewisse Berechtigung hatten. So liegt bei der Quelle am Ursprunge des Miekiniatales (westlich Nowa Gura) der weiße, feinkristalline Kalk, den Zaręcny als Kohlenkalk bezeichnet, dem Myslachowicer Konglomerat auf. Es ist also ein permischer Kalk, der richtiger als Karniowicer Kalk zu bezeichnen wäre. Fraglich ist auch ein Teil des Kohlenkalkes südwestlich Kote 446 auf der Gora Kamienica. Es ist ein Schaumkalk und wäre zu untersuchen, ob er nicht richtiger zur Trias zu rechnen ist. Als erwiesen darf nur jene große Felsklippe gelten, die am O-Rande des Tales zwischen Filipowice und der Gora Kamienica liegt. Tektonisch ist sie schwer verständlich, denn auch dieser Kalk erhebt sich scheinbar über permischen Schichten. Im Anstehenden konnte ich nur unbestimmbare Fossilien finden. Hingegen fand Zaręcny im Blockwerke am Fuße des Felsens die Fauna des Kohlenkalkes. Schon zur Erklärung des Verhältnisses zum umgebenden

Perm und Muschelkalk muß man Brüche annehmen. Aber auch das Verhältnis zum Oberkarbon könnte durch Annahme eines quer auf den Beckenrand verlaufenden Bruches erklärt werden, da allein mit der Annahme, daß es sich um einen Antiklinalaufbruch handelt, die Tektonik noch nicht ganz verständlich ist.

Flözausbisse sind im Miekiniatale nirgends zu bemerken. Die mächtige, vorwiegend aus Schieferton bestehende Serie scheint also flözleer zu sein. Die ersten Flözspuren trifft man im Dorfe Filipowice. Grubenmassen sind darauf schon lange verliehen. Westlich von dem Kreuz über dem F des Namens Filipowice in der Spezialkarte, liegt am Hange, an der Straßenböschung ein Ausbiß von Kohlenschiefer. Einige hundert Meter südlicher stehen am Bache graue Letten mit Kohlenspuren an. Daß nur Letten als Begleiter der Flözspuren auftritt, läßt ebenso wie die geringe Kohlenmächtigkeit auf Ostrauer Schichten schließen. Einer gefälligen Auskunft der Galizischen Montanwerke, der Besitzerin der dortigen Grubenmasse zufolge, sollen die Flöze ca. 80 und 90 *cm* mächtig sein und beiläufig nach hora 10 streichen. Das Einfallen wird von Bartonec als gegen S gerichtet angegeben. Pusch[1]) dagegen berichtet von einem nach 2 h streichenden und unter 10° O fallenden Flöze. Es kann hier nicht gleichmäßige Lagerung herrschen.

Bisher galten die Tenczyneker Flöze als zu den Ostrauer Schichten gehörend und das mit gutem Grunde, denn es wurde von Frech *Posidonia Becheri* und von Tietze und Szajnocha *Lingula squamiformis* aus denselben angeführt. Erst Rydzewski[2]) rechnet auf Grund der Flora die Tenczyneker Flöze zu den Schatzlarer Schichten. Bisher gelang es der Anschauung Rydzewskis nicht, zu allgemeiner Anerkennung zu gelangen. Dies ist begreiflich, denn das Auftreten mariner Arten spricht mit voller Sicherheit zugunsten der älteren Anschauung. Auch hat es Rydzewski unterlassen, der Aufklärung dieses Widerspruches näher zu treten. Schließlich vermag ich selbst den Beweismitteln Rydzewskis keine volle Gültigkeit beizumessen, denn es ist altes Musealmaterial, worauf sich der Autor bezieht. Die Gefahr, daß Fundortsverwechslungen unterlaufen sein könnten, ist nicht von der Hand zu weisen. Diese Möglichkeit ist um so naheliegender, als die Tenczyneker Flözablagerung sich, was Pflanzenreste anbelangt, als ungewöhnlich fossilarm erweist. Trotzdem ich die Schichten in etwa 10 Jahren immer wieder sorgfältig nach ihrer Flora absuchte, gelang es mir doch nicht, etwas anderes als Stigmarien zu finden. Nach meinen Erfahrungen würde darin sogar ein Anzeichen dafür vorliegen, daß hier tatsächlich Ostrauer Schichten vorliegen, denn wo immer im oberschlesischen Steinkohlenbassin ich die Schichten nach ihrer Flora durchsuchte, stets fand ich die Ostrauer Schichten für außerordentlich viel pflanzenärmer als die Schatzlarer Schichten, so daß die Pflanzenarmut tatsächlich als gutes Kennzeichen der Ostrauer Schichten betrachtet werden darf, das sonderbarerweise bisher als solches gar nicht gewürdigt wurde.

---

[1]) Geogr. Beschreibung von Polen, pag. 169.

[2]) Anzeiger der Akad. d. Wissensch., Krakau. Juli 1913, pag. 554.

Wie steht es nun mit der marinen Fauna von Tenczynek? Mir gelang es nie, etwas anderes als Anthrakosiiden zu finden. Geht man aber den Angaben, die sich über das Vorkommen von *Lingula mytiloides* in der Literatur weiterschleppen, nach, so findet man, daß sie von Tietze[1]) aufgestellt wurden, der diese Schalen massenhaft auf einem Brandschiefer einer kleinen Halde im Orte Teneczynek fand. Damit aber ist klargestellt, daß eine Verwechslung vorliegt, denn aus der ganzen Schilderung des Autors geht hervor, daß der *Najadites* Brandschiefer, der in dem Hromekschen Schachte manche Schichtflächen ganz bedeckt, gemeint ist. Es ist *Najadites obsea*, die für *Lingula mytiloides* gehalten wurde, ein bei schlechter Erhaltung immerhin möglicher Irrtum. Was nun Frechs *Posidonia Becheri* vom Christinastollen anbelangt, so ist abgesehen von anderen Zweifeln bemerkenswert, daß diese Fossilangabe in der späteren Literatur von Frech nicht mehr wiederholt wurde. Schließlich ist aber zu erwähnen, daß die Fundortangabe Christinastollen allein für das Alter der Tenczyneker Flöze nicht eindeutig genug ist, da der Christinastollen, wie gleich besprochen werden soll, tatsächlich auch Ostrauer Schichten durchfährt.

Das Vorkommen mariner Fauna in Begleitung der Tenczyneker Flöze ist demnach nicht erwiesen und nach meiner Erfahrung sogar zu bezweifeln.

Die *Carbonicola aquilina*, die Axel Schmidt aus meinen Aufsammlungen bestimmt hat[2]), und von der ich seitdem mehr und besseres Material fand, spricht ebenso wie die von Wisniowsky angegebene *Anthracomya cf. pulchra* eher für Ostrauer Schichten, da sie aus diesen wiederholt zitiert werden. *Najadites obsea* scheint in den Sattelflözschichten vorzukommen (Eugeniens Glück-Grube).

Es können sonach auch aus der Fauna bestimmte Schlüsse auf das Alter der Tenczyneker Flöze nicht gezogen werden, so daß für die Ermittlung nur noch der Schichtenverband und der Gesteinscharakter herangezogen werden können.

In lithologischer Hinsicht muß betont werden, daß die Nebengesteine der Tenczyneker Flöze ganz den Charakter der Schatzlarer Schichten tragen. Es fehlen nicht nur die Leitgesteine der Ostrauer Schichten, auch das Mengenverhältnis von Sandstein zu Schieferton spricht für Schatzlarer Schichten, denn ähnlich mächtige und kompakte, gleichförmige Sandsteinmittel, wie sie in der Nachbarschaft des Andreasflöz auftreten, sind wohl gewissen Abteilungen der Schatzlarer, nicht aber den flözführenden Ostrauer Schichten eigentümlich. Speziell aber für die Ostrauer Schichten an der O-Seite des Kohlenbassins gilt es als Regel, daß Schiefertone weitaus überwiegen.

Als besonderes Charakteristikum ist aber das Vorkommen von Kohlengeröllen über dem Andreasflöz zu nennen. Sie liegen im Sandstein in der First des Flözes und sind in einer streichenden Länge von ca. 1000 *m* an vielen Stellen zu beobachten. Deutlich runde Steinkohlengerölle von etwa Haselnuß- bis Faustgröße sind

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1892.
[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 744.

vorhanden. Seitdem ich auf dem Andreasschachte in Brzeszcze solche Gerölle beobachtet hatte, habe ich deren Verbreitung stets Aufmerksamkeit gewidmet und gefunden, daß sie immer nur in Schatzlarer Schichten vorkommen. Hier sind sie in verschiedenen Abteilungen zu bemerken. Am häufigsten und geradezu regelmäßig sind solche Steinkohlengerölle und eingeschwemmte Brocken über dem hangendsten Sattelflöz anzutreffen.

Dieses Auftreten von Kohlengeröllen, auf das an anderem Orte weiter eingegangen werden soll, hängt mit prinzipiellen Unterschieden in der Entwicklung der Ostrauer und Schatzlarer Schichten zusammen, die in der geringen Gleichförmigkeit der Ablagerung ihre Ursache haben.

Mit Rücksicht auf die naheliegende Frage nach der Provenienz jener Kohlengerölle über dem Andreasflöz möge erwähnt werden, daß Auswaschungen in diesem Flöz bisher noch nicht angetroffen wurden. Herr kaiserl. Rat Ing. Eichleiter hatte die Güte, die Kohlen mit nachstehendem Resultat einer analytischen Untersuchung zu unterziehen [1]):

	Andreasflöz	Geröll einzeln	Sammelprobe aus mehreren Geröllen	Einzelnes Geröll älterer Aufsammlung
Wasser	14·2%	9·85	13·85	8·60
Asche	3·1%	11·65	5·80	15·70
Verkokungsrückstand . . .	51·9%	61·05	55·50	64·65

Daraus berechnet sich der fixe Kohlenstoff für Andreaskohle mit 59% und für die Gerölle mit 62·9% (einzeln), 61·9% (Sammelprobe), bzw. 64·0 (älteres Muster).

Trotzdem das Andreasflöz das Liegendste der dortigen Ablagerung ist, ist, wie der geringere Gasgehalt bestätigt, doch anzunehmen, daß die Kohlengerölle von einem älteren Flöz herstammen.

Für diese Möglichkeit spricht auch noch die Lagerung der Schichten im Christinastollen. Das Karbon desselben zerfällt in zwei Gruppen. Die hangendere besteht aus mildem, mittelkörnigem, massigem Sandstein und Arkosesandstein, dem nur ganz dünne tonige Schichten sparsam eingeschaltet sind. Im untersten Teile enthält er reichlich Treibhölzer, vorwiegend Sigillarienstämme oder auch ganz dünne Kohlenstreifchen. Die Schichten zeigen ein Einfallen von 12°, das auch auf 10° fallen kann. Es ist die flözführende Zone. Die liegende Gruppe ist flözleer und besteht ganz vorherrschend aus grauem Schieferton, dem nur 1—2 *m* starke, meist harte, graue Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Diese flözleeren Schichten sind recht regelmäßig unter 25° geneigt. Der Gesteinswechsel fällt zusammen mit dem Wechsel des Fallwinkels und liegt bei Stollenmeter 1003 vom Mundloch.

---

[1]) Die Proben wurden von mir in der Grube frisch entnommen. Nur die dritte Geröllanalyse ist an einem Muster gemacht, das ich ein halbes Jahr lang im Zimmer liegen hatte. Von der Andreaskohle nahm ich eine Durchschnittsprobe von einem Abbauort im gleichen Grubenfelde.

Die Stöße des Stollens gaben mir keine Auskunft darüber, ob nur eine Verbiegung der Schichten oder eine Diskordanz vorliegt. Vollkommene Klarheit darüber kann erst eine fernere Zukunft bringen, wenn der Schichtwechsel vom Schachte durchteuft wird. Ich glaube aber, daß dieses Zusammenfallen von Schicht- und Neigungswechsel auf eine Diskordanz zurückzuführen ist, daß hier die flözführenden Schatzlarer Schichten diskordant auf den im Stollen flözleeren Schiefertonen der Ostrauer Schichten liegen. Liegt aber eine Diskordanz vor, so ist es leichter verständlich, daß die Kohlengerölle über dem Andreasflöz von einem im Stollen nicht durchfahrenen Flöz der Ostrauer Schichten herrühren.

Einen paläontologischen Beweis dafür, daß die untere, ganz vorwiegend tonige Schichtengruppe zu den Ostrauer Schichten gehört, zu erbringen, gelang mir nicht. Der Gesteinscharakter spricht aber entschieden dafür. Die dünnen grauen Sandsteinbänke zwischen Stollenmeter 200 und 250 bestehen zum Teil aus Häckselsandstein. Alle Sandsteine sind feinkörnig, grau, zum Teil hart und kalkig. Da Michael in den kalkigen Sandsteinen von Zalas Repräsentanten des Kulm vermutet, sei darauf verwiesen, daß auch die oberen Ostrauer Schichten von Ostrau Kalksandsteine führen und daß dolomitische Sandsteine und Mergelsandsteine in Schatzlarer Schichten von Schlesien und Galizien wiederholt erbohrt worden sind.

Das Profil des Christinastollens ist schon durch Bartonec[1]) bekannt geworden. Aus demselben ist ersichtlich, daß das Karbon im vordersten Teile des Stollens, am Rande des Grabens von Krzeszowice, eine sattelförmige Umbiegung zeigt. Im Kern dieses Sattels soll nach den bestimmten Angaben Bartonec's Kohlenkalk durchfahren worden sein. Der Kohlenkalk soll nach Bartonec eine Klippe im Karbonschiefer bilden, die ebenfalls die Diskordanz zwischen Kohlenkalk und Ostrauer Schichten andeutet. An und für sich wäre das Auftreten des Kohlenkalkes hier durchaus nicht unwahrscheinlich. Sicher ist den so bestimmten Angaben eines als aufmerksamen Beobachter bewährten Montanisten unleugbare Bedeutung beizumessen. Immerhin kann ich nicht unerwähnt lassen, daß es mir trotz sorgfältigsten Absuchens des betreffenden Stollenabschnittes, das freilich durch die Zimmerung etwas erschwert war, nicht gelingen wollte, den Kohlenkalk aufzufinden. Ich glaube sogar, daß ich nicht der einzige bin, dem das nicht gelungen ist. Wohl aber sah ich zwischen dem 200. und 250. Stollenmeter in dem dunkelgrauen Schieferton eine etwa $^1/_2$ *m* starke Bank von weißgrauem Kalkmergel. Er bildet aber nur eine Einlagerung in den Ostrauer Schichten.

Auch in den Bohrungen von Płoki und Myslachowice wurden je zwei lichtbräunlichgraue Steinmergelbänke von einigen Dezimeter Stärke innerhalb der fossilführenden Ostrauer Schichten durchfahren. Sie liegen 220—250 *m* unter dem tiefsten Flöz. Es bleibt noch zu untersuchen, ob sich diese charakteristischen Steinmergelbänke als Leitschichten verwenden lassen.

---

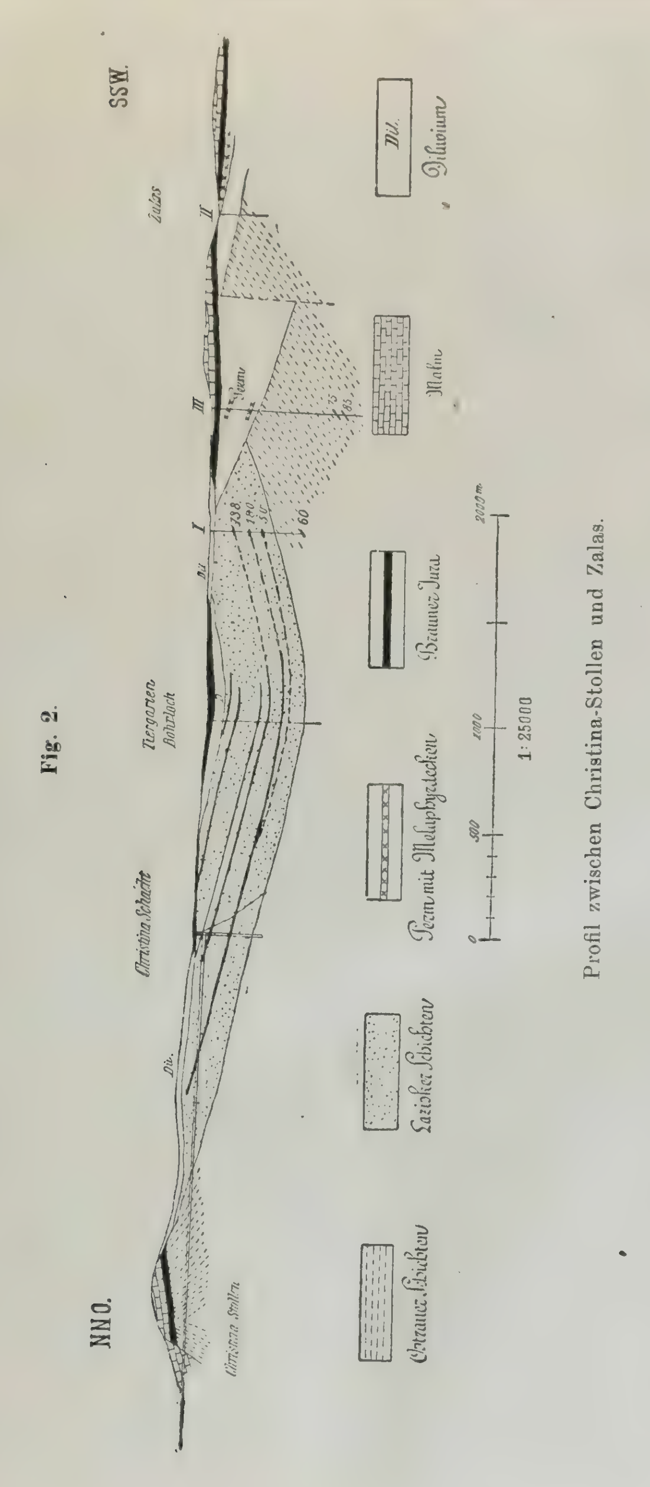
[1]) Oesterr. Zeitschr. für Berg- u. Hüttenwesen 1901, pag. 321.

Liegen die flözführenden Schichten des Christinastollens diskordant auf Ostrauer Schichten, so ist von vornherein wahrscheinlich, daß sie den Schatzlarer Schichten, und zwar womöglich einem ziemlich jungen Teil derselben angehören, denn zwischen der Sattelflözregion und den Ostrauer Schichten gibt es wenigstens in Oesterr.-Schlesien, Oberschlesien und Polen keine Diskordanz, wie unten dargelegt werden soll.

Ueber die im Hangenden der Tenczyneker Flöze folgenden Karbonschichten gibt ein Bohrloch Auskunft, das im Tiergarten vor einer Reihe von Jahren abgestoßen wurde und von dem ich während des Betriebes die Proben bis zur Tiefe von 276 *m* untersuchen konnte. Leider liegen von dem tieferen Teile des Bohrloches weder Proben noch Aufschreibungen vor. Die Bohrresultate sind in Fig. 2 mit jenen der Stollenauffahrung kombiniert. Bemerkenswert ist dabei, daß die über dem Adamflöz folgenden Schichten habituell den Lazisker Schichten ähneln. Entschieden zu den Lazisker Schichten gehören die Flöze, welche der Westböhmische Bergbau-Aktienverein in Rudno unweit der Ruine Tenczyn erbohrt hat. Die dort durchörterten, lockeren Konglomerate sind ganz jene, wie sie in Begleitung der Flöze von Jaworzno und Siersza als Einlagerungen in den weichen, massigen Sandsteinen vorkommen. Daß die Jaworznoer Flözgruppe im Krzeszowicer Graben entwickelt ist, bewiesen übrigens die Bohrungen Mloszowa und Dulowa. Das am letztgenannten Orte in 623 *m* Tiefe erbohrte Flöz war wegen seines eigenartigen Mittels direkt mit dem Sierszaer Arthurflöz zu identifizieren. Die beiden anderen, zwischen Tenczynek und Rudno abgestoßenen Bohrungen haben die Tenczyneker Flözgruppe bis einschließlich Andreasflöz, das hier so wie im Tiergartenbohrloch in zwei Flöze gespalten ist, durchsunken. Es ist nicht möglich, die Schichten der ersten (Rudnoer) Bohrung mit jenen der beiden anderen unmittelbar zu kombinieren, da es an einer gemeinsamen Schicht, die von der ersten zu den anderen Bohrungen hinüberleiten könnte, fehlt. Es ist sogar möglich, daß zwischen diesen beiden Bohrlöchern eine Verwerfung vorhanden ist. Aber selbst wenn dies der Fall sein sollte, sprechen doch alle Umstände dafür, daß auch die Tenczyneker Flöze entweder noch zu den Lazisker Schichten gehören oder wenig tiefer als diese liegen.

Wie das Profil Fig. 2 veranschaulicht, lassen sich die Flöze der Bohrung Zalas I mit den Christinaschachtflözen kombinieren. Scharf setzen unter den massigen Sandsteinen, die das in zwei Bänke gespaltene Andreasflöz begleiten, tonige Schichten ein, die überdies dicht unter dem Sandstein Verfärbungen erkennen lassen. Das in den teilweise sandigen Schiefertonen erbohrte Flöz gehört schon zu den Ostrauer Schichten, ebenso wie die beiden Flöze der Bohrung Zalas III. Mir wurde seinerzeit berichtet, daß die letzteren eine kokbare Kohle führen, was mich veranlaßt hat, in der für die „Coal resources of the world“ verfaßten Karte des Ostrau—Karwin—Krakauer Revieres, am östlichen Beckenrande einen schmalen Streifen von kokbarer Kohle einzuzeichnen. Ein Laboratoriumsversuch mit dem seit Jahren in meiner Verwahrung liegenden Kohlenmustern ergab die Unstichhältigkeit dieser Angabe.

Fig. 2.



Profil zwischen Christina-Stollen und Zalas.

Leider ist die Bohrung I ganz als Meißelbohrung durchgeführt worden, so daß die Diskordanz nicht auch aus den Proben abzunehmen ist.

Auch lassen die neuen Aufschlüsse, die in der Gegend von Trzebinia bei Płoki, Myslachowice und Siersza bewerkstelligt wurden, erkennen, daß die Lazisker Schichten hier gleichfalls auf Ostrauer Schichten liegen, denn während 120 *m* unter dem tiefsten Flöz der Sierszaer Gruben, dem Arthurflöz, noch ein weiteres zu den Lazisker Schichten gehörendes, mächtiges Flöz erbohrt worden ist, haben die Bohrungen Płoki und Myslachowice, die zum Teil gleiche Abschnitte der Ostrauer Schichten durchbohrt haben, die Lazisker Schichten nicht mehr angetroffen. Die Profilkonstruktion (Fig. 3) läßt erkennen, daß zwischen diesen Aufschlüssen gar kein Raum mehr für die Orzescher-, Rudaer- und Sattelflözschichten vorhanden ist. Eine neue Bohrung der galizischen Montanwerke, deren Diskussion im Detail jetzt ebenfalls noch nicht möglich ist, bestätigt die gleiche Auffassung.

Uebrigens ist in Galizien und Oberschlesien unter dem Louiseflöz, das sich hierdurch als vortreffliches und tatsächlich weitverbreitetes Leitflöz zu erkennen gibt, ein scharfer Schichtwechsel zu erkennen. Ueber dem vielfachen Wechsel von Schiefertonen, Sandsteinen und sandigen Schiefern setzt eine Zone mit mächtigen, massigen Bänken milden, oft grobkörnigen oder geröllführenden Sandsteins ein. Schwache Einlagerungen hellgrauer Schiefertone finden sich in der Regel nur als Begleiter der Steinkohlenflöze. Die in diesen Lazisker Schichten lagernden Flöze sind auch an weit voneinander entfernten Aufschlüssen unschwer zu identifizieren, insbesondere ist das Przemsza- (Leopold-) und Louiseflöz im östlichen Oberschlesien weit bekannt. In Galizien werden diese Flöze vom Andreasschacht in Brzeszcze gebaut. Unmittelbar unter dieser Sandsteinzone herrscht bei weitem nicht mehr die gleiche Klarheit über die Flözfolge.

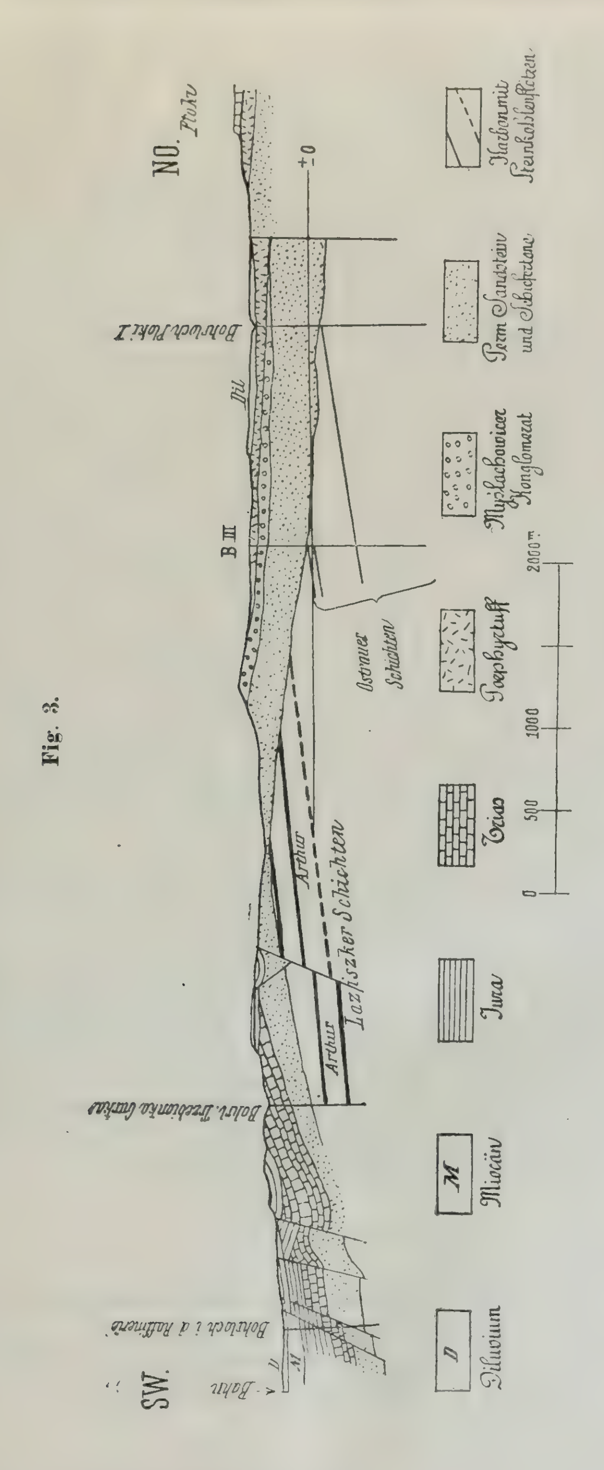
In welcher Weise sich das randliche Uebergreifen der jüngsten Schichten des Steinkohlenbeckens vollzieht, ist bis jetzt noch nicht erkannt worden. Es aber näher zu ermitteln, wird eine praktisch wichtige Aufgabe sein, weil im Gebiete dieser Transgression die in der Tiefe zu erhoffende Flözfolge eine empfindliche Lücke aufweist.

Geht man von Siersza nach N, so trifft man bei Czarne bagno alte Bergbauarbeiten, die auf den Abbau zweier Flöze schließen lassen. Gäbler hat einige Angaben über die dortigen Aufschlüsse veröffentlicht (pag. 93). Aus ihnen und aus den auf den Halden noch vorfindlichen Gesteinen kann man schließen, daß es sicher Schatzlarer Schichten sind, die hier seinerzeit im Liegenden der Sierszaer Flöze ausgebeutet wurden. Gäbler rechnet diese Flöze zu den Orzescher Schichten.

Sicher sind in der Gegend von Szczakowa, Orzescher- und auch Rudaer Schichten vorhanden und durch einige ältere Bohrlöcher aufgeschlossen worden. Da aber die Deutung dieser Bohrungen für die Geologie des Beckenrandes ohne Belang ist, wird hier nicht näher darauf eingegangen.

In Polen beschränken sich östlich von Kazimirz die Aufschlüsse im Randgebiete des Kohlenbeckens zur Hauptsache auf Bohrlöcher.

Fig. 3.


SW.
NO.
B III
Dil.
Arthur
Ostrauer Schichten
Diluvium
Miocän
Jura
Trias
Porphyrtuff
Perm Sandstein und Schiefertone
0
500
1000
2000 m
+0

Nur zwei kleine Gruben, sogenannte Aufdecken, sind südlich von Slawkov in den letzten Jahren betrieben worden. Die östliche derselben, die Wiaragrube, hat drei Flöze aufgeschlossen, von denen allerdings nur das hangendste, das Arthurflöz, gebaut wird. Die Schichtfolge ist durch Fig. 4 veranschaulicht. Die Kohle ist eine Streifenkohle, verwittert leicht und ist reich an Pyriteinlagerungen. Der sandige Schiefer unter den Flözen bildet sehr deutliche Wurzelböden. Glatter, gut spaltbarer Schiefer, der auf dem Annaflöz aufliegt, erwies sich als fossilleer. Früher scheinen aber in dieser Gegend Fossilfunde gemacht worden zu sein, da von Slawkov ohne nähere Fundortsbezeichnung marine Fauna angegeben wird [1]). Vermutlich stammt dieselbe von einer dieser Aufdecken, da es andere Schürfungen in dieser Gegend nicht gibt. Die Angabe harmoniert auch gut mit dem Charakter der Flöze, welcher entschieden für deren Zugehörigkeit zu den Ostrauer Schichten spricht. Es ist wahrscheinlich, daß hier Flöze aus der Gruppe der Floraflöze anstehen. Angeblich sollen durch diverse Bohrungen und Sonden im ganzen 7 Flöze nachgewiesen worden sein. Die westlich der Wiaragrube liegende Grube Josef baut ein Flöz mit 1·6 *m* Kohle. Zirka 10 *m* höher liegt ein unreines Flöz (65 *cm* Kohle, 12 *cm* Schieferton, 2 *cm* Kohle, 65 *cm* schwarzer Schiefer, 20 *cm* Kohle, 10 *cm* Schiefer und 40 *cm* Kohle). Das Zwischenmittel besteht aus hellgrauem Schieferton, mit dünnen, sandigen Bänken und Einlagerungen von grünlichgrauem, feinkörnigem Sandstein. Acht Meter unter dem Hauptflöz folgte, nur durch Letten getrennt, ein 1 *m* starkes Unterflöz, das zurzeit nicht gebaut wird. Etwa 200 *m* von seinem Ausstrich gegen NO entfernt, beißen liegendere Flöze aus, die sich im Ausstrich gegen OSO verfolgen lassen und Flöze der Wiaragrube sind. Die Flöze fallen unter 15 bis 20 Grad gegen Südwest ein.

Auch Czarnocki vermutet, daß diese Flöze die Floraflöze sind, unter welchem Namen die liegendsten zur Zeit bekannten Flöze des Dąbrowaer Reviers zusammengefaßt werden.

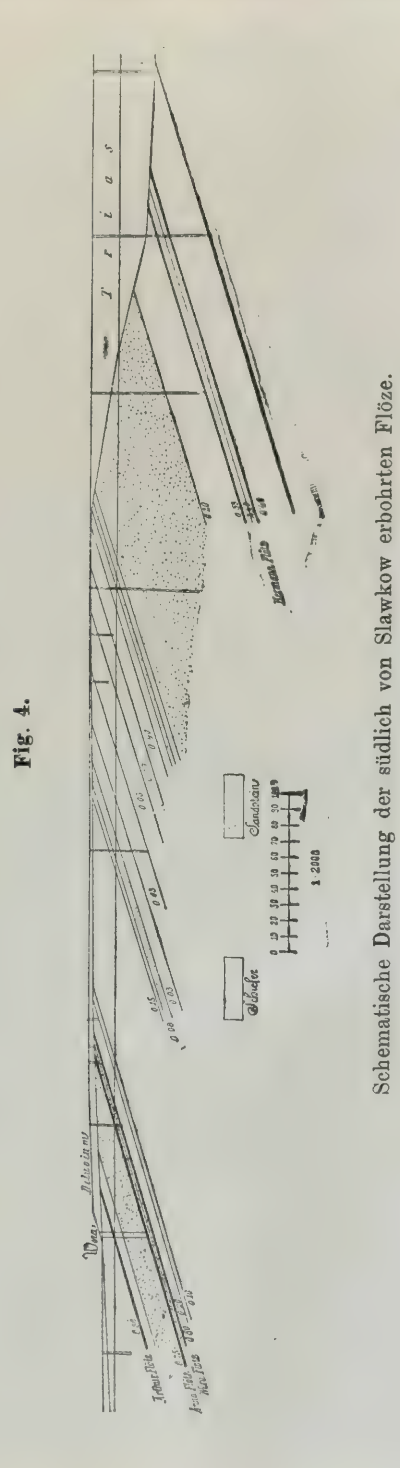
Was sonst noch über Aufschlüsse in dieser Gegend erfahren wurde, ist in der beigegebenen Kartenskizze (Tafel Nr. I) zusammengetragen worden. Die drei Kohlenfunde, die etwas oberhalb der Einmündung der Schtolla in die weiße Przemsza erzielt wurden, gehören zweifellos alle dem gleichen Flöze an und beziehen sich auf eines der Flöze der Wiara-Grube. Beträchtlich weiter im Liegenden stehen die Bohrungen Antoni, Bruno und Konrad. Aus den im übrigen recht monotonen Bohrjournalen entnehme ich folgendes:

Bohrung Antoni:

Bis 42 *m* Diluvium
„ 72 „ Kalkkonglomerat. Das ist Myzlachowicer Konglomerat.
„ 113 „ rote, gelbe und violette Letten.
„ 174·7 *m* brauner und grauer Schieferton und etwas Sandstein.
„ 175·05 : 35 *cm* Kohle. Grauer Schieferton.

[1]) Lobe, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1878, pag. 380.

Fig. 4.



Schematische Darstellung der südlich von Slawkow erbohrten Flöze.

Bohrung Bruno:

Bis 11 *m* Diluvium.
„ 18 „ Myslachowicer Konglomerat.
„ 126 „ brauner Sandstein und roter Ton.
„ 170 „ brauner, zum Teil grobkörniger Sandstein und etwas roter Sandstein in 180·2 *m* : 50 *cm* Kohle.

Bohrung Konrad:

Bis 34 *m* Diluvium.
„ 36 „ Konglomerat.
„ 250 „ grauer Schieferton und Sandstein bei 225·9 *m* : 40 *cm* Kohle.

Dies sind bisher die liegendsten Flözfunde am Ostrande des Kohlenbeckens in Polen. Da die Funde im Streichen liegen, wäre es wohl möglich, daß alle drei Bohrungen dasselbe Flöz angetroffen haben, was allerdings erstaunlich regelmäßige Lagerung voraussetzen würde.

Die Bohrungen östlich von Bor Biskupi haben entweder nur je einen Kohlenschmitz von 5 *cm* Stärke oder überhaupt keine Kohle mehr angetroffen.

Es ist auf Grund dieser Daten, deren Zuverlässigkeit nicht über alle Zweifel erhaben ist, noch nicht möglich, zu entscheiden, wie diese Bohrresultate zu deuten sind. Es wäre denkbar, daß gegen Ost alle Flöze auskeilen, es wäre auch denkbar, daß das nordwest-südöstliche Streichen bei Bor Biskupi eine sigmoidale Schwenkung gegen Süd macht, es wäre schließlich auch denkbar, daß bei Bor Biskupi ein den großen Brüchen des Dąbrowaer Revieres analoger großer Nord-Süd-Bruch vorhanden ist, mit Hebung auf der Ostseite, der die Flöze weit gegen Süd verschiebt, so daß das Flöz der Bohrungen Bruno, Konrad, Antoni dem tiefsten Flöz der Bohrungen Myslachowice und Płoki entspricht. Wenn nun auch eine solche Annahme durchaus im Bereich der Möglichkeit liegt, so kann sie doch einstweilen nicht weiter geprüft werden. Das (vgl. die Kartenskizze) zwischen Siersza und Myslachowice NW—SO-Streichen der Flöze wird in Siersza durch beträchtliche Querstörungen unterbrochen, die Aehnlichkeit mit solchen im Dąbrowaer Reviere aufweisen. Wenn man aber auch die Grubenaufschlüsse durch die gegen West anschließenden alten Bohrungen ergänzt, so reichen sie doch nicht weit genug nach West, um die Annahme eines solchen großen Bruches zu kontrollieren. Ueberdies muß es wegen der Diskordanz unter den Laszisker Schichten als möglich betrachtet werden, daß in den Sierszaer Flözen ein solcher Bruch nicht mehr konstatierbar ist, wenn er bloß ältere Schichten betroffen hat.

Im Hangenden der erwähnten Flöze der Slawkover Gruben fehlt es auf polnischem Boden an Aufschlüssen. Zwar soll sich in unmittelbarer Nähe der Wiara-Grube an der Przemsza ein älteres Bohrloch befinden, das in 92 *m* 6·6 *m* Kohle gefunden haben soll, ein Fund,

der nur als Redenflöz zu deuten wäre, aber es scheint doch befremdlich, daß von diesem hochwichtigen Funde nichts weiter bekannt ist und daß diese angebliche Ermittelung nicht bekannter geworden ist. Schließlich muß auch noch bemerkt werden, daß das angebliche Bohrresultat schlecht mit den Erfahrungen des engeren Dąbrowaer Revieres harmoniert. Da das Mittel zwischen den Floraflözen und dem Redenflöz 300 *m* beträgt, ist der Abstand des angeblichen 6-Meter-Flözes von den Wiaraflözen viel zu gering. Der angebliche Kohlenfund darf mithin als sehr unglaubwürdig betrachtet werden. Es bleibt sonach als nächster Aufschluß im Hangenden nur das obenerwähnte Kohlenvorkommen von Czarne Bagno, das Michael zu den Ostrauer Schichten, Gäbler aber zu den Orzescher Schichten rechnet. Konstruktiv ergibt sich zwischen diesen Flözen und den Wiaraflözen ein Mittel von etwa 500 *m*, was bei normalem Schichtenverbande und normalen Mächtigkeiten etwas wenig ist um Gäblers Deutung zu stützen. Unter Berücksichtigung der für die Orzescher Schichten erwiesenen Schichtenverjüngung darf aber die Zuteilung der Czarne Bagnoflöze immerhin noch als möglich bezeichnet werden.

Die südlich von Slawkow erbohrten Flöze veranschaulicht in schematischer Darstellung ein mir übergebenes bergmännisches Profil, das in vorstehender Figur 4 reproduziert wird.

Westlich von der Wiara-Grube gibt das Garcarka-Bohrloch einen sehr vollständigen Aufschluß in den Ostrauer Schichten. Die Bohrresultate werden von Czarnocki angeführt und zutreffend gedeutet, weshalb sich ein näheres Eingehen auf dieselben erübrigt. Es möge nur erwähnt werden, daß die ersten Flöze des Bohrloches als Saturnflöze, die nächste Gruppe als Floraflöze anzusprechen sind. Beim Bahnhofe Szczakowa steht 3300 *m* im Hangenden dieses Bohrloches die Bohrung Szczakowa, deren Profil im Anhang angeführt ist. Die Bohrproben waren mir von dem verstorbenen Direktor Kowarzik in liebenswürdigster Weise zur Verfügung gestellt worden. In den oberen Teufen hatte das Bohrloch Neuropterisschiefer angetroffen, welche für Rudaer Schichten sprechen. Zweifellos ist, daß die Bohrung noch über dem Redenflöz eingestellt wurde. Die Lage der Schichten im Bohrloch ist horizontal. Auf rein konstruktiver Basis müßte man sonach den Ausstrich des Redenflözes zwischen dem Bohrloch und der polnischen Grenze vermuten.

Ob das Redenflöz am östlichen Deckenrande östlich vom Bohrloche Szczakowa noch vorhanden ist, läßt sich einstweilen nicht sagen. Sind die Flöze von Czarne Bagno wirklich solche der Orzescher Schichten, dann könnte man bis in diese Gegend auch noch das Redenflöz vermuten. Sein Ausstrich müßte sich in unmittelbarer Nähe der polnischen Grenze befinden. Ich habe aber von den Czarne Bagnoflözen den Eindruck mitgenommen, daß sie doch noch jünger sein dürften und daß die Transgression der hangendsten Karbonschichten unseres Beckens weiter westlich einsetzt und hiermit die Sattelflöze zum Abschneiden bringt.

Um von den Flözen der Ostrauer Schichten, hier also speziell von den Flözen der Floragruppe des Dąbrowaer Revieres auf die mutmaßliche Lage des Redenflözes schließen zu können, ist Klarheit über

die Frage nötig, ob die Sattelflözschichten konkordant oder diskordant die Ostrauer Schichten überlagern. Von kardinaler Bedeutung ist aber diese Frage, wenn man versuchen will, die Flöze der Ostrauer Schichten am Ostrande und Westrande des Beckens zu parallelisieren.

Auf die ältere Geschichte dieser Frage einzugehen, kann verzichtet werden, da überwundene Anschauungen früher in die Diskussion hinein spielten. Ueberall, wo man die Sattelflöze durchteufte und darunter die Ostrauer Schichten aufschloß, fand man vollständig gleichförmige Lagerung der Schichten, so daß es vielleicht überflüssig erscheinen könnte, hier eine offene Frage zu suchen. Es wäre aber doch ganz gut möglich, daß der Unterschied in der Neigung der Schichten ein so geringer ist, daß er sich zwar in jedem einzelnen Aufschluß der Wahrnehmung entzieht. Trotzdem aber kann die Differenz hinreichend sein, um auf den in Betracht kommenden großen Distanzen mächtige Schichten- und Flözgruppen zum Abschneiden zu bringen. Der Umstand, daß sich an der Basis der Sattelflözschichten ein scharfer Faziesweehsel vollzieht, daß insbesondere auch die marinen Einlagerungen verschwinden, begründet die Vermutung, daß eine neue tektonische Phase beginnt. Mit Sicherheit hat Gäbler in der Sattelflözregion und in den Schatzlarer Schichten beträchtliche Schichtenverjüngungen von West gegen Ost nachgewiesen. Ein gleicher Nachweis fehlt für die Ostrauer Schichten. Wenn diese nach meinen Ermittlungen in Ostrau etwa 3300 *m* und nach Gäbler am Ostrande des Kohlenbassins nur 904 *m* mächtig sind, so könnte dies ebensogut wie durch Verjüngung durch eine leichte Diskordanz erklärt werden. Während ich auf das Bestehen dieses Problems nur hinwies, ging Michael weiter, indem er die Existenz einer derartigen Diskordanz behauptete [1]. In der Gegend nördlich von Beuthen sollen die Sattelflöze wie aus den Aufschlüssen von Deutsch-Piekar und den Bohrungen der Tarnowitzer Gegend hervorgeht, auf die liegenden flözleeren Teile der Ostrauer Schichten übergreifen. Wenn das richtig ist, müßte hier allerdings eine schon beträchtliche Diskordanz vorliegen. Tatsächlich beweisen aber die angeführten Bohrungen nichts in der behaupteten Richtung, weil die flözleeren Bohrungen viel zu wenig tief sind, um hinreichende Auskunft über die jeweils anstehende Schichtengruppe in den Ostrauer Schichten zu geben. Für die Schiefertone von Deutsch-Piekar und Koslowagora gilt aber das gleiche, was eingangs über die Schichten von Golonog gesagt wurde. Dahingegen geht aus pflanzenpaläontologischen Untersuchungen mit voller Sicherheit hervor, daß die Sattelflözschichten konkordant auf den oberen Ostrauer Schichten liegen. Gothan [2]) wies nämlich nach, daß der oberste Teil der Ostrauer Schichten durch *Sphenopteris Bohdanowitzi* charakterisiert ist, welche Spezies nur in einer unter dem liegendsten Sattelflöz folgenden ca. 100 *m* mächtigen Zone vorkommt. Gothan gelang dieser Nachweis von Rybnik sowie von Hindenburg bis Grodziec, wodurch die

[1]) Die Geologie des oberschles. Steinkohlenbezirkes, pag. 173.

[2]) Die oberschles. Steinkohlenflora. Abh. d. kgl. preuß. geol. Landesanstalt. V. Teil. Heft 25 (1913), pag. 211.

Konkordanz erwiesen ist. Daß sie auch für Polen noch besteht, geht aus dem Funde von der Groß-Grodziec-Grube und wahrscheinlich auch aus jenem Rydzewskys von der Saturn-Grube bei Będzin hervor.

Hierdurch ist zugleich eine sichere Basis für den Vergleich der Flöze in den Ostrauer Schichten am Ost- und Westrande des Kohlenbeckens gewonnen. Selbst unter Annahme einer Schichtenverjüngung folgt aus der Lage zum Redenflöz, daß die Flora-Flöze den oberen Ostrauer Schichten angehören müssen. Als solche wurden sie bisher allerdings auch schon immer angesprochen, eine Annahme, die, wie das Vorhergehende zeigt, freilich noch nicht gesichert war. Weder die Flöze der Saturngruppe, das sind die unmittelbar unter dem Redenflöz liegenden Flöze der polnischen Ostrauer Schichten, noch die ein wenig tiefer liegenden Flora-Flöze zeigen die Eigenschaft des Backens der Kohle. Bemerkenswerterweise fehlt auch in Mähr.-Ostrau diese Eigenschaft den hangendsten Flözen der Ostrauer Schichten. Sie stellt sich erst in der unteren Abteilung der oberen Ostrauer Schichten, in der Johann-Gruppe ein und auch hierin nur in der Ostrauer Mulde, nicht auch in der Peterswalder Mulde. Die Kokbarkeit nimmt in den Ostrauer Schichten gegen unten zu und erst die alleruntersten Flöze zeigen sie wieder in verringertem Grade, weil sie in Magerkohlen übergehen. Dies wird bei der Beurteilung der Backfähigkeit der polnischen Kohlen zu berücksichtigen sein.

Die Ostrauer Schichten zeigen bei Mähr.-Ostrau eine charakteristische Gliederung durch die Verteilung der Flöze in Gruppen sowie durch das regelmäßige Auftreten kennzeichnender Leitschichten. In zwei älteren Abhandlungen sind diese Verhältnisse studiert und dargelegt worden [1]). Es konnte auch gezeigt werden, daß sich im Rybniker Reviere Oberschlesiens die Leitflöze und Hauptgruppen der oberen Ostrauer Schichten von Ostrau deutlich wieder erkennen lassen. Direktor Kirschniok in Hindenburg baute hierauf weiter und wies nach, daß dort auch der obere Teil der unteren Ostrauer Schichten in ähnlicher Ausbildung wiederzufinden ist. Hier endet einstweilen die Flözidentifizierung mit Ostrau. Weiter gegen Ost sind größere Profile der Ostrauer Schichten nur aus Bohrlöchern bekannt geworden, die weit voneinander entfernt und in geologischer Hinsicht ungleich genau untersucht, nur schwer untereinander in Beziehung zu setzen sind. Infolgedessen ist es heute auch noch schwer möglich, die Stellung der im polnischen Becken besonders wichtigen Flöze der Flora-Grube im Ostrauer System zu ermitteln. Einstweilen führten mich die angestellten Vergleiche zur Annahme, daß die Flora-Grube von Dąbrowa wahrscheinlich in der Johann-Gruppe von Mähr.-Ostrau, keinesfalls aber tiefer baut. Dies berechtigt aber zur weiteren Annahme, daß unter den Flora-Flözen noch andere Flöze, insbesondere auch Flöze mit kokbarer Kohle gefunden werden können. Allerdings lassen die Ostrauer Profile zunächst einige hundert Meter flözarmer bis flözleerer Schichten erwarten. In Polen sind zwei Bohrungen ca. 300 *m* tief unter die Flora-Flöze hinuntergegangen.

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1910 und 1913.

die Tiefbohrung der Grube Czeladz und die schon erwähnte Garcarka-Bohrung. Beide fanden nur sehr wenig Kohle. In der Garcarka-Bohrung sind sogar die letzten 210 *m* ganz flözleer. In Czeladz wurden dagegen backende Kohlen angetroffen.

In der Nachbarschaft der Flora-Grube fehlt es an zuverlässigen Liegendaufschlüssen. Etliche alte Bohrungen, je·250 *m* tief, die bis an die Warschau-Wiener Bahn reichen, fanden angeblich keine Kohle. Es ist nun ganz wohl möglich, daß die auch von Ostrau bekannten flözarmen, bzw. -leeren Mittel mit Unrecht von weiteren Nachforschungen abgehalten haben.

Die paläontologischen Studien in den Gołonoger Eisenbahneinschnitten und die vergleichenden Flözstudien führen übereinstimmend zur Annahme, daß östlich von den Flora-Flözen noch ältere Flöze erwartet werden dürfen. In diesen tiefsten Flözen ist, wie schon die Tiefbohrung Czeladz anzeigt, möglicherweise auf backende Kohle zu rechnen. Die Wahrscheinlichkeit backende Kohle zu bekommen, würde viel größer sein, wenn nicht im ganzen Steinkohlenbecken die Gesetzmäßigkeit wahrnehmbar wäre, daß die Kokbarkeit der Flöze sich von West gegen Ost verringert. Auf die Ursachen dieser längst bekannten Tatsache soll an anderem Orte näher eingegangen werden. Hier genüge der Hinweis, daß dies mit der Gebirgsbildung zusammenhängt. Darum würde ich es auch für ratsam halten, wenn Nachforschungen nach backender Kohle, die für Polen wirtschaftlich sehr bedeutungsvoll wären, zunächst auf dem Sattel bei Danduvka nördlich Nirka vorgenommen werden würden.

Auf eine Erscheinung muß aber noch verwiesen werden, die, wenn sie sich bestätigen sollte, die Hoffnung auf einen Zuwachs an Kohlenflözen am östlichen Beckenrande etwas einschränken kann. Es ist auffällig, daß die Bohrungen weniger und schwächere Flöze antrafen, je weiter sie gegen Ost liegen. Zugleich nimmt der Schieferton in den Profilen auf Kosten des Sandsteins zu und auch die marinen Einlagerungen werden stärker und zahlreicher. Man bekommt den Eindruck zunehmender Vertaubung der Formation, je mehr man sich dem, im Ost zu vermutenden, offenen Meere nähert. Es scheint die terrestre-litorale Fazies des karbonischen Wattenmeeres in die litoral-marine überzugehen. Dieser Uebergang scheint sich gegen Ost fortschreitend vom Liegenden zum Hangenden zu vollziehen.

Michael sprach schon einmal von einer Vertaubung des Karbons in Galizien. Seine Wahrnehmungen bezogen sich aber vornehmlich auf die Schatzlarer Schichten. Sollte sich in diesen wirklich eine Vertaubung nachweisen lassen, so müßte sie in ihren Ursachen verschieden von der Verarmung der Ostrauer Schichten sein.

Besteht aber in den Ostrauer Schichten eine derartige Vertaubung, so würde für die Praxis ein Ostrand des Kohlenbeckens dort gefunden werden, wo die östlichsten Flöze liegen. Geologisch bleibt sein Ostrand aber dort, wo der Rand der Ostrauer Schichten liegt. Bekannt ist dieser nur bei Krzeszowice, wo er durch die Aufschlüsse des Kohlenkalkes gegeben ist. Im Krakauer Reviere wurden

verschiedentlich Versuche gemacht, das Becken weiter gegen Ost zu verfolgen. Grzybowsky[1]), Michael[2]) und Verfasser[3]) haben über diese Versuche berichtet. In Mników und in Brzoskwinia wurden die Ostrauer Schichten flözleer angebohrt. Die östlichsten Kohlenfunde liegen in Raczna soe. Liszki. Sie wurden in Schatzlarer Schichten gemacht. Der südlich hiervon bei Samborek erbohrte Kohlenkalk kann nur eine Antiklinale darstellen, ebenso wie eine solche bei Zalas vorliegt. Es dürften diese die, hier allerdings flözarmen, bzw. flözleeren Fortsetzungen des durch seinen Kohlenreichtum berühmten Hauptsattels in Oberschlesien sein. (S. umstehende Textfigur 5.)

Weiter im Osten liegen vorkarbonische Gebirgsarten. In Kurdwanow bei Krakau wurde unter dem Perm angeblich Devon erbohrt und in Rzeszotary südlich Wieliczka traf man bekanntlich unter dem Krakauer Jura Gneis an. Bartonec[4]) sprach die Vermutung aus, daß es nicht jurassische Felsenkalke, sondern Kohlenkalk gewesen sei, was unter dem Alttertiär in Rzeszotary erbohrt wurde. Er stützt sich darauf, daß auch der Kohlenkalk Feuersteine enthält. Unter den weißen, Feuersteine führenden Kalken folgte aber eine Echinodermenbreccie, hierauf kalkiger, grauer Sandstein, dann etwas roter Ton und Konglomerat, das auf Perm hindeutet und hierauf erst der Gneis. Für jeden mit dem Krakauer Gebiete vertrauten Geologen ist es wegen dieser Schichtfolge klar, daß der weiße Kalk nur Jura, nicht Kohlenkalk sein kann. In der Tat sind die Proben auch von keinem Geologen anders gedeutet worden[5]) und würde ich es überhaupt nicht für nötig finden, auf diesen Zweifel zu sprechen zu kommen, wenn Michael[6]) nicht Veranlassung genommen hätte, jenem Zweifel weitere Verbreitung zu geben. Ich kann demgegenüber nur betonen, daß die unter dem Kalk erbohrte Schichtfolge Kohlenkalk mit Sicherheit ausschließt, da es unter diesem im Gebiete namentlich keine ähnlichen Sandsteine und keine roten Tone gibt. Zum Ueberfluß sei noch bemerkt, daß während des Bohrens in dem weißen Kalke ein Splitter gefunden wurde, auf dem der Rest eines mit einer *Lima* oder einem *Spondylus* zu vergleichenden Zweischalers erkennbar war. Es spricht dies ebenfalls für das jurassische Alter des betreffenden Kalkes.

Die Lage des östlichen Beckenrandes im Krakauer Reviere ist also durch die Schurfarbeiten der letzten Jahre nur um einen kleinen Schritt geklärt worden. Man kann sagen, daß dieser Rand sich von den bekannten Aufschlüssen bei Czerna nördlich Krzeszowice in südöstlicher Richtung erstreckt. Das ist die gleiche Richtung, die er in Polen hat. Aller-

---

[1]) Montanistische Rundschau 1912.

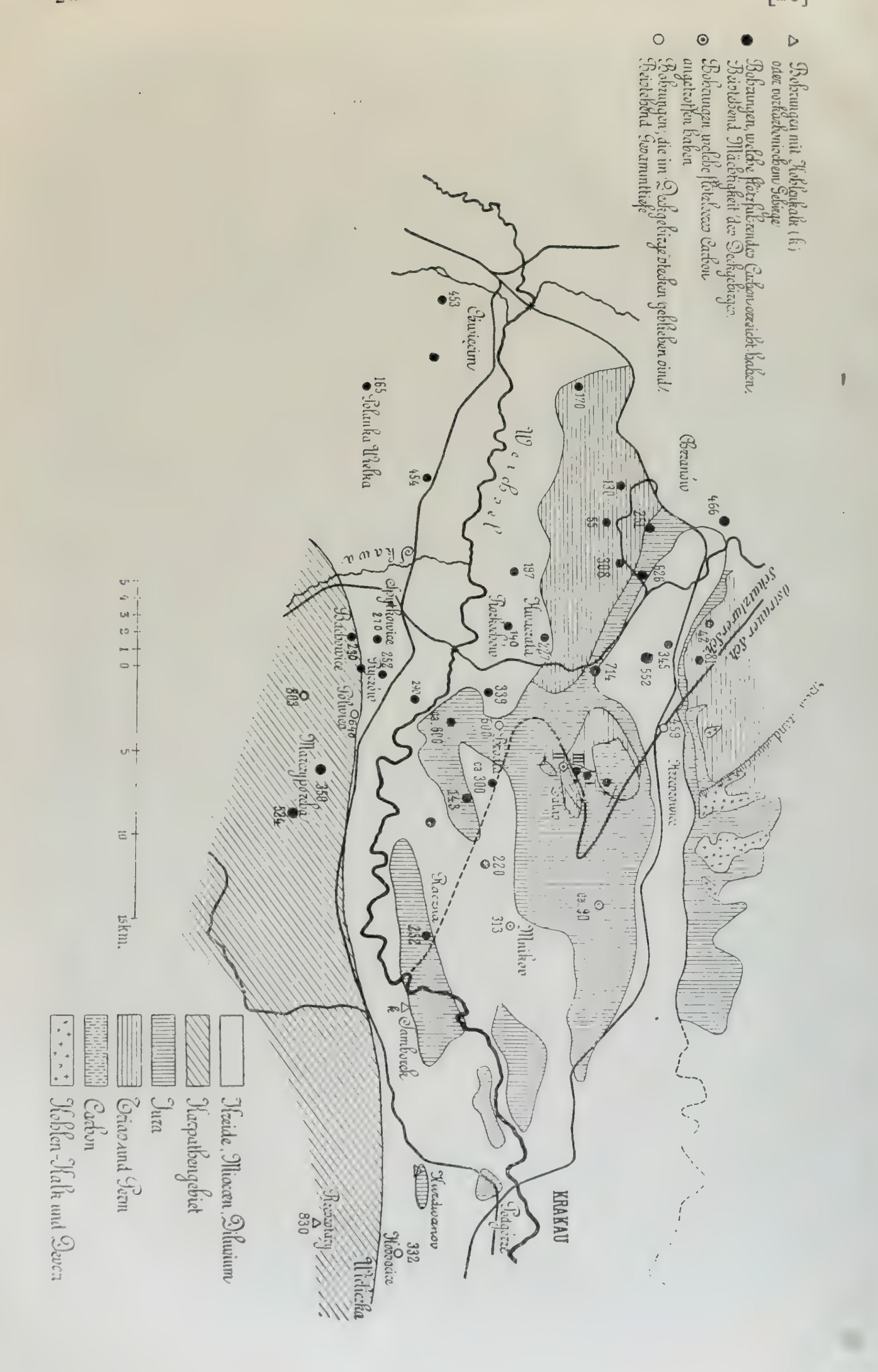
[2]) Die Entwicklung der Steinkohlenformation im westgalizischem Weichselgebiet. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt für 1912.

[3]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1909.

[4]) Oest. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1912, pag. 7.

[5]) Vgl. M. Kraus (Oest. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1910, pag. 31) und Grzybowsky (Montanistische Rundschau 1912), pag. 920.

[6]) Geologie des oberschles. Steinkohlenbezirkes, pag. 29.


KRAKAU
Kreide, Miocaen, Diluvium
Karpathengebiet
Jura
Trias und Perm
Carbon
Kohlen-Kalk und Devon

dings ist auch dort seine genauere Lage noch unbekannt. Außer den devonischen Aufschlüssen von Siewierz, Zawiercie und Klucze liefern nur die permischen Konglomerate schwache Anhaltspunkte. Das Myslachowicer Konglomerat steht bei Dembowa Gora südlich Slawków, bei Strzemieszyce Male und zwischen Gołonog und Losien, wie die Römer'sche Karte schon ganz richtig angibt, an. Das deutet nun freilich noch nicht auf unmittelbare Nähe des Beckenrandes, denn das Konglomerat ist ein Schuttkegel, der ziemlich weit ausgestreut sein kann. In Mloszowa ist das Konglomerat mindestens 5·5 *km* vom Kohlenkalk entfernt, denn so weit reichen noch sichtbar Ostrauer Schichten und doch sind dort die Kalkgerölle im Konglomerat gröber als an allen polnischen Fundpunkten. Wenn die Größe der Gerölle einen Maßstab gibt, so sind die Slawkower Aufschlüsse dem Kalke in Polen noch am nächsten.

Sonach führen auch die Beobachtungen im Perm zur Annahme, daß die produktive Kohlenformation sich weiter gegen Ost, als gewöhnlich angenommen wird, erstreckt, bzw. daß sie die Linie Zabkowice—Slawkow—Niesułowice erreicht, vielleicht teilweise auch überschreitet.

Es ist nun noch die Vermutung ausgesprochen worden, daß der Kohlenkalk von Kreszowice mit seinem devonischen Kerne eine Antiklinale bilde, östlich deren sich produktives Karbon wieder anlegen könne. In der Literatur hat Grzybowsky[1]) zuerst dieser Vermutung Ausdruck gegeben und Tetiaeff[2]) benützte diese Idee gleichfalls als Grundlage für seine Synthese.

Genauere Betrachtung zeigt, daß das Kohlenkalkgebiet sich keineswegs nur als einfache Antiklinale darstellt. Es wurde schon erwähnt, daß der Kohlenkalk bei Czerna, also westlich vom Devonaufbruch, eine gegen Süd offene Synklinale bildet. Auch nördlich davon, zwischen Paczaltowice und Raclawiec bildet er eine Mulde. Im Tale von Szklary dagegen zeigen seine Schichten mehr südliches als südöstliches Einfallen. Die Neigung ist im allgemeinen mäßig und erreicht nur am Ostrande von Paczaltowice den Betrag von 30 und 35⁰.

Das Kohlenkalkgebiet erweist sich sonach als eine in sich gefaltete Gebirgsmasse, deren Tektonik sich nicht mehr an das generelle NW--SO-Streichen des angrenzenden flözführenden Karbons hält. Die Neigung der Schichten ist mäßiger als im mährisch-schlesischen Kulm. Die Falten sind zugleich kleiner.

Die Tektonik des Kohlenkalkes ermöglicht hiermit keine Stellungnahme zur Synthese Grzybowski-Tetiaeff. Dahingegen hat diese eine neue und sehr gewichtige Begründung durch einen Fund J. Czarnockis erhalten, dem es gelang, an der Westseite des Kielcer Gebirges Viséen nachzuweisen. Es gewinnt dadurch an Wahrscheinlichkeit, daß auch produktives Karbon in der Synklinale von Wloszowa entwickelt ist. Allerdings dürfte es in sehr großer Tiefe liegen.

---

[1]) Montanistische Rundschau 1912.
[2]) Ann. soc. geol. de Belgique 1912 (XXXIX).

Anhang.

Bohrregister der Bohrrung Sczakowa.

(Westlich na von „na białem“.)

Meter	
— 36	Sand.
— 41	Letten und Sand.
— 92	Sandstein.
— 106	Schieferton (Neuropteris).
— 121	Sandstein.
— 131	Schieferton.
— 136	Sandstein.
— 138·5	Schieferton.
— 139·15	Kohle 65 *cm*.
— 143	Schieferton.
— 183	Sandstein.
— 183·65	Kohle 65 *cm*.
— 185·5	Kohlenschiefer.
— 194·0	Sandstein.
— 194·4	Kohle 40 *cm*.
— 236	Schiefer mit Sphärosiderit.
— 244	Sandstein mit Kohlenschmitz.
— 250	Ton.
— 253	Sandstein.
— 270	Sandstein.
— 271·7	Schieferton.
— 272·0	Kohle 30 *cm*.
— 273·5	Kohlenschiefer.
— 284	Sandstein.
— 290	Schieferton.
— 308·5	Sandstein mit drei Schmitzen von 15–40 *cm*.
— 314	Schieferton.
— 316	Sandstein.
— 325	Schieferton.
— 327	Sandstein und 20 *cm* Kohle.
— 330	Sandstein.
— 354·2	Sandstein und Schieferton.
— 354·6	Kohle 40 *cm*.
— 437	Sandiger Schiefer und Sandstein, viel Sphärosiderit.
— 437·4	Kohle 40 *cm*.
— 465	Schieferton und Mergel.
— 481	Sandstein.
— 501	Schieferton.

Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie.

(Obersteirische Grauwackenzone.)

Von **Franz Angel.**

Mit einer Tabelle, Tafel Nr. II, und 22 Textfiguren.

Literatur.

1 Heritsch, Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone etc. (Naturw Verein für Steiermark 1911, Bd. 48.)

2 Heritsch, Geologisches aus der Gegend des Eisenerzer Reichensteins. (Naturw. Verein für Steiermark 1910, Bd. 47.)

3 Ampferer, Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle etc. (Sitzungsberichte der Akademie, Wien. Math.-Naturw. Klasse, Abt. I, 125. Bd., 3. u. 4. Heft.)

4 Ampferer u. Ohnesorge, Ueber exotische Gerölle in der Gosau etc. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1909, Bd. 59, Heft 2.)

5 Sander, Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1914, Bd. 64, Heft 4.)

6 Sander, Ueber Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. (Min.-petr. Mitteilungen, XXX. Bd., IV. u. VI. Heft, Wien 1911.)

7 Becke, Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen (Denkschriften, Wiener Akademie, math.-naturw. Klasse, Bd. 75, 1913.)

8 Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 9. Aufl. 1909.

9 Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie II./2. 1908.

10 Osann, Chemische Petrographie II., 1905.

Einleitung.

Die Gesteine der „Blasseneckserie“ sind seit etwa 1880 wiederholt Gegenstand geologischen Interesses gewesen. Es handelt sich um zum Teil schiefrige (daher Blasseneckgneis genannte) und verschiedenartig umgewandelte Gesteine der Umgebung von Eisenerz.

Der Darstellung Heritsch (Lit. 1, S. 94 ff.) entnehme ich, daß die große Bedeutung dieser Gesteinsserie in geologischem Sinne darin zu suchen ist, daß sie, worauf auch Redlich hingewiesen hat, in Deckenform auftretend, von Tirol über Kitzbüchel und Eisenerz bis zum Semmering anzutreffen ist, also eine große Ausbreitung zeigt.

Durch Arbeiten Ohnesorges[1]), Redlichs[2]) und Heritsch' wurde es allmählich sicher, daß in den erwähnten Gesteinsserien, nämlich den obersteirischen Blasseneckgesteinen, den Serizitgrauwacken der Kitzbüchler Alpen und in den entsprechenden Horizonten von Payerbach-Reichenau, mehr oder minder metamorphosierte Eruptivgesteine einen beträchtlichen Anteil haben.

Ich folge den Ausführungen Heritsch' weiter (Lit. 1, S. 95), erwähnend, daß nach dem genannten Autor ein Teil der als Quarzporphyre oder -Keratophyre angesprochenen Gesteine der Blasseneckserie unter dem Zug der erzführenden Kalke vom Zeiritzkampel zum Spielkogel liegt, ein zweiter Teil aber über diesen Kalken. Aus den Darlegungen Heritsch' ergibt sich, daß eine Reihe von Deckenergüssen stattfanden, welche durch Ablagerung von Sedimenten voneinander getrennt sind. Ferners, daß diese Quarzporphyrdecken vom erzführenden Silurdevonkalk überschoben wurden.

Die ebenerwähnten Daten sind so ziemlich wörtlich wiedergegeben. Dies glaubte ich tun zu müssen, da ich mich gerade darauf zu beziehen gedenke.

Der Anlaß, dem ich es verdanke, die in dieser Schrift niedergelegten Studien ausführen zu können, war der, daß Heritsch vom chemischen Standpunkt aus Klarheit über die Stellung der von ihm als Quarzkeratophyre, Porphyroide usw. bezeichneten Gesteine wünschte. Infolge der verschiedenartigen Metamorphosen der Vorkommnisse war jedoch eine Entscheidung über die Zugehörigkeit des einen oder anderen Typus nicht anders möglich, als durch eine zusammenhängende und zusammenfassende Bearbeitung des Materials nach allen Richtungen.

Dieser Aufgabe habe ich mich nun längere Zeit[3]) gewidmet. Weit davon entfernt, alles, was ich aufzuklären wünschte, tatsächlich ausarbeiten zu können, ist die Arbeit immerhin soweit gediehen, daß auf ihrem Grund weitergearbeitet werden kann, und eine Anzahl neuer Gesichtspunkte aufgefunden wurden.

Mein lieber Freund Heritsch hat mir sein Material und seine Schliffe mit Originalangaben anvertraut und mir durch bereitwilligste Auskünfte und Winke die Arbeit sehr erleichtert. Wo ich ihn im folgenden nicht zitiere, ist der Anlaß hauptsächlich der, daß ich nocheinmal das ganze Material selbst durcharbeitete, und meine Angaben daher sich nicht auf Gelesenes, wenn auch von Heritsch oder anderen Autoren Beobachtetes, beziehen. Ich muß, um der Darstellung willen jedoch alle Erscheinungen, welche für die Gesteinseinreihung in Betracht kommen, noch einmal zusammentragen. Daß sich dabei meine Beobachtungen mit jenen von Heritsch, insbesondere manchmal teilweise decken, oder oft im wesentlichen decken, ist mir natür-

[1]) Th. Ohnesorge, Ueber Silur und Devon in den Kitzbüchler Alpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, S. 373.

[2]) K. A. Redlich, Die Eisensteinbergbaue der Umgebung von Payerbach-Reichenau. (Berg.- u. hüttenm. Jahrb. d. k. k. montan. Hochschulen zu Leoben und Příbram 1907.) — Derselbe, Ueber die wahre Natur des Blasseneckgneises Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1908, S. 340.

[3]) Die Analysen stammen vom Jahre 1914 - 1915 und 1916.

lich bekannt. Ich habe ja seine Arbeiten über den Gegenstand [1]) Zeile für Zeile studiert. In gewissen Kapiteln käme ich daher aus dem Zitieren gar nicht heraus und glaube es mit Berufung auf diese Ausführungen füglich unterlassen zu dürfen.

Ich bin ferners an meine Aufgabe nicht mit der vorgefaßten Meinung herangetreten, daß sich unter den mir vorgelegten Gesteinen lauter Eruptivgesteine, beziehungsweise deren umgewandelte Abkömmlinge befinden müßten. Bei einigen von ihnen hegte ich anfänglich starke Zweifel daran.

Daher meine ich, nichts Ueberflüssiges, weil schon von anderen Beobachtetes, verzeichnet zu haben.

An dieser Stelle möchte ich auch meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Scharizer, als Vorstand des mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität, meinen Dank bezeigen. Sein Entgegenkommen ermöglichte mir die Ausführung der Analysen und die Benützung der fachlichen Bücherei. Herrn Professor Redlich danke ich auch noch für die Ueberlassung von Vergleichsmaterial.

Graz, 29. Juni 1918.

Dr. Franz Angel.

I. Uebersicht der Fundorte, Handstücke und Dünnschliffe des bearbeiteten Materiales.

Zur Vermeidung von Irrtümern, und um das Studium der Frage zu erleichtern, stelle ich an die Spitze der Abhandlung das folgende Verzeichnis. Von den jedem Vorkommen folgenden Nummern bezieht sich immer die erste auf das Handstück, die zweite auf den Schliff. Es handelt sich um Originalnummern Heritsch'. Meist liegen übrigens von einem Fundorte mehrere, nicht unterscheidbare Handstücktrümmer vor. Es ist dann die Handstücknummer für die zusammengehörigen Trümmer zu nehmen. Voraus schicke ich stets das Schlagwort, unter welchem das Handstück in dieser Abhandlung jeweils erwähnt wird.

Johnsbach, 94, 234. Pleschgraben über dem Scheidegger.

Johnsbach—Scheidegger, —, 254. Ebenso. (Porphyroid.)

Johnsbach, —, 77. Vor dem Punkte 961. (Geschieferter Porphyroid.)

Große Scharte—Lins, 32, 283. Der Linsgipfel 2008 befindet sich von Vordernberg aus über den Reichenstein 2148 noch ein Stück nach Westen gelegen. (Spezialkarte Zone 11, Kol. XII. Leoben und Bruck.) Zwischen der Großen Scharte und Lins liegt der Fundort.

Präbichl—Polster, 28, 282. Unmittelbar über Präbichl, Fuß des Polster. (Spezialkarte Zone 15, Kol. XII.)

---

[1]) Lit. 1 und 2.

Spielkogel (P. 1754), 15, 102. Der Spielkogel ist auf der Karte in dem Stück südlich des Sparafeld, westlich von Johnsbach zu finden. Von der Treffneralpe (Pfarrmauer S) führt ein Pfad zum Spielkogel weiter. Der Fundort liegt in der Nähe des Punktes 1754 in einer Höhe von etwa 1650 *m*. (Spezialkarte Zone 15, Kol. XI.)

Spielkogel (P. 1754), 8, 71—72. Gefunden unmittelbar unter Punkt 1754 beim Spielkogel. Sonst wie oben.

Hinkareckkamm, 66, 223. Im Punkt 1905 dieses Kammes. Hinkareck im SW vom Zeiritzkampel, 1938 *m*, westlich der Zeiritzalpe. (Spezialkarte Zone 16, Kol. XI.)

Spielkogel (P. 1650), 56, 117. Unter Punkt 1754 in beiläufig 1650 *m*. Wie oben.

Glasbremse, 26, 281. Fuß des Polster, von Glasbremse gegen die Standelalpe, 1300 *m* Höhe. (Spezialkarte Zone 15, Kol. XII.)

Zeiritzkampel, Süd, 60, 217. Das Material stammt von der Südseite des Zeiritzkampels, auf dem Weg zur Zeiritzalpe. (Spezialkarte Zone 16, Kol. XI.) 2125 *m*-Gipfel im Norden von Kallwang, Liesingtal.

Stolzerhütte, 6, 495. Weg Stolzerhütte—Brümalpe, beim ersten Kalkzug. Brümalpe am Südhang des oben angegebenen Spielkogels.

Erzlager Eisenerz *A*, 56, 57, 158, 159. Liegendes der Erzlager, oberhalb der Röstöfen von Eisenerz. (Spezialkarte Zone 15, Kol. 12.)

Haberltörl (P. 1905), 23, 87. Unter Punkt 1903, westlich vom Haberltörl. Zwischen Blasseneck und Leobnerberg (P. 2035). Blasseneck nördlich Furth im Paltental. (Spezialkarte Zone 16, Kol. XI.)

Hinkareckgipfel, 68, 225. Siehe früher bei Hinkareckkamm.

Zeiritzkampel, 70, 227. Knapp unter dem Sattel zwischen Punkt 1757 und Zeiritzkampel. Siehe früher.

Reichhals, —, 288, 21. Sattel zwischen Reichenstein und Lins. Siehe weiter oben.

Kuhkaaralpe, 83, 129. Albitporphyroid Heritsch'. Johnsbach S durch den Grubgraben bis zum Talschluß. (Spezialkarte Zone 15, Kol. XI.)

Grünangertörl, 111, 139. Zwischen Zeiritzalpe und Grünangertörl. Nördlich der Zeiritzalpe. (Spezialkarte Zone 16, Kol. XI.)

Zeiritzalpe, 73, 228. Von der Zeiritzalpe zum Törl. Siehe früher.

Präbichl—Berghaus, —, 276. Weg vom Präbichl zum Berghaus.

Rötzgraben, Vordernberg, —, 280. Im Rötzgraben bei Vordernberg, SO.

Leobner Gipfel, *B*, 160. Leobner Berg, 2035 *m*, östlich vom Blasseneck. Siehe früher. (Spezialkarte Zone 16, Kol. XI.)

Gruberhube, 112, 132. Unter der Gruberhube, aus der nach SW fallenden Schieferpartie. (Porphyroid.) Spezialkarte Zone 15, Kol. XII.)

Scharte—Lins, 31, 277. „Porphyr" zwischen Großer Scharte und Lins. Diese Oertlichkeit wurde schon früher erwähnt.

Zeiritzalpe, —, 101. Serizitporphyroid bei der Zeiritzalpe. Siehe früher.

Kaiserau, 58, 113. Ober der Kaiserau (Linie Flitzenalpe—Bärndorf im Paltentale, Spezialkarte Zone 15, Kol. XI), aufgeschlossen im Bachbette vor der Wegteilung.

Kaiserau, 2, 68, ebenso und 6, 70 ebenso 26, 80 ebenso.

Flitzengraben, 82, 266. Von dem Wagenbänkgraben nach rückwärts. Der Flitzengraben geht in südlicher Richtung von den Südhängen des Reichensteins von Admont aus.

Kalblinggatterl, 60, 216. Abstieg vom Kalblinggatterl in die Flitzenalpe. Das Kalblinggatterl führt von der Flitzenalpe in die Kaiserau.

Flitzenalpe, 8, 171. Graben über der Flitzenalpe, unter der Wildscharte. Ebenso 38, 198 (Flitzenalpe—Wildscharte).

Treffneralpe, 17, 178. Ueber dem erzführenden Kalk, N von den Hütten. (Südlich der Flitzenalpe.)

Kühkaaralpe, 82, 131. Metamorpher Quarzporphyr. Südlich Johnsbach, Talschluß des Grubgrabens.

Zeiritzkampel S, 57, 214. Südseite des Berges, Weg zur Zeiritzalpe. Siehe früher.

Flitzenbach, 78, 118. Siehe Oertlichkeit des Flitzengrabens. Ebenso 12, 173.

Kaiserau, 32, 97. Vor der Wegteilung ober der Kaiserau. Siehe früher.

Leobner, —, 96. Zwischen Punkt 2018 und Leobner Gipfel. Siehe früher.

II. Die Gesteinsgemengteile.

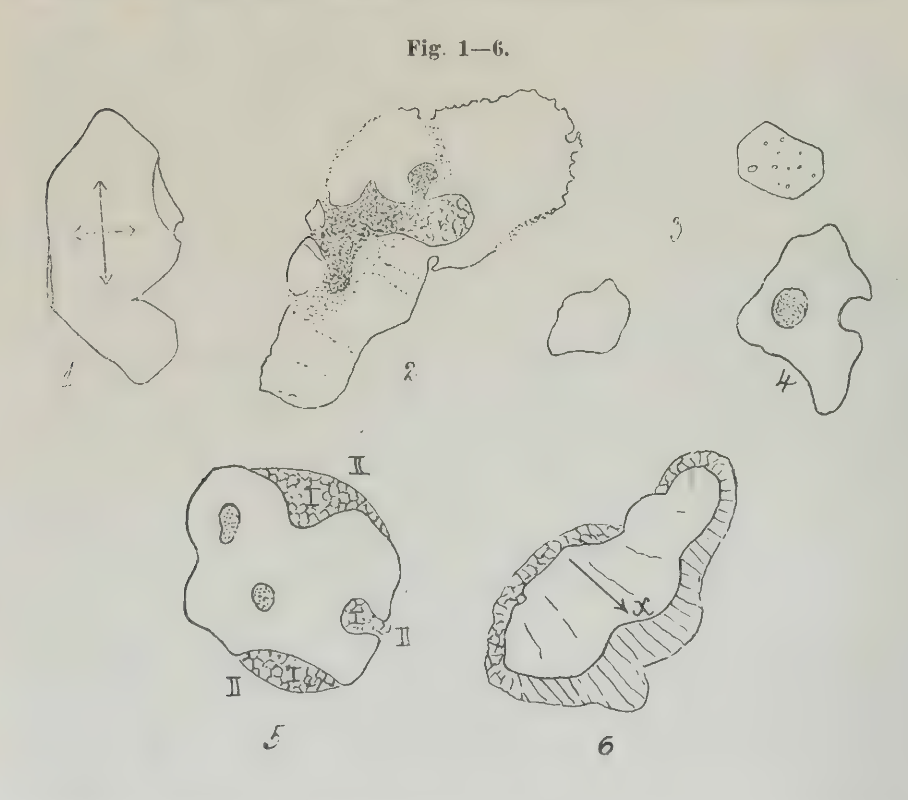
1. Quarz.

Dieses Mineral tritt uns in verschiedenen Formen entgegen: Als Einsprengling, Strahlquarz, in Form unregelmäßiger Trümmer und als Grundmassequarz, endlich in Form von Stengeln und Tropfen in perthitischen Feldspäten. Sie sollen in den nachfolgenden Zeilen beschrieben und ihre Beziehungen zueinander dargetan werden. Vergleiche dazu Heritsch (Lit. 1, S. 93 ff.) und die dort angezogene Literatur.

Quarzeinsprenglinge. Unzweifelhaft echte Porphyrquarze sind in den Schliffen Nr. 59 (Körnige Grauwacke von Eisenerz, anstehend unter dem Sauberger), ferner 282 (Präbichl) und 159 (Liegendes der Erzlager, Eisenerz, zu beobachten. (Siehe Fig. 1—5.) Sie sind oft weitgehend korrodiert, Grundmassearme greifen tief in sie hinein, die Kanten und Ecken der Kristalle zeigen Rundungen. Mehrfach sind die Bildungen saurer Höfe an Stellen tieferer Ausbuchtung durch Korrosion bei Anwendung polarisierten Lichtes deutlich zu sehen. Fig. 5 gibt diese Verhältnisse schematisch wieder. Die mit I bezeichneten Felder bestehen fast ausschließlich aus winzigen Quarzkörnchen mit sehr wenig Serizit dazwischen. II stellt die den

Kristall umgebende Grundmasse dar, in welcher Serizit mit 30—35%, Quarz mit 30—35% vertreten ist (Rest Feldspat?). Die Uebersättigung mit SiO_2 bedingte hier jedenfalls den Stillstand der Korrosion. An vielen Quarzeinsprenglingen sind die Ränder im Schliff teils scharf, teils unscharf. Im ersten Fall besteht zwischen Kristall und Grundmasse eine Grenze, weil sich dort das chemische Gleichgewicht zwischen diesen beiden Körpern eingestellt hat. Im zweiten Falle legt sich zwischen Kristall und Grundmasse eine Mischzone, die noch aufnahmsfähig für SiO_2 ist. Diese Unterschiede in der Korrosion mögen zum Teil eine Folge der verschiedenen Lösungsgeschwindig-

Fig. 1—6.

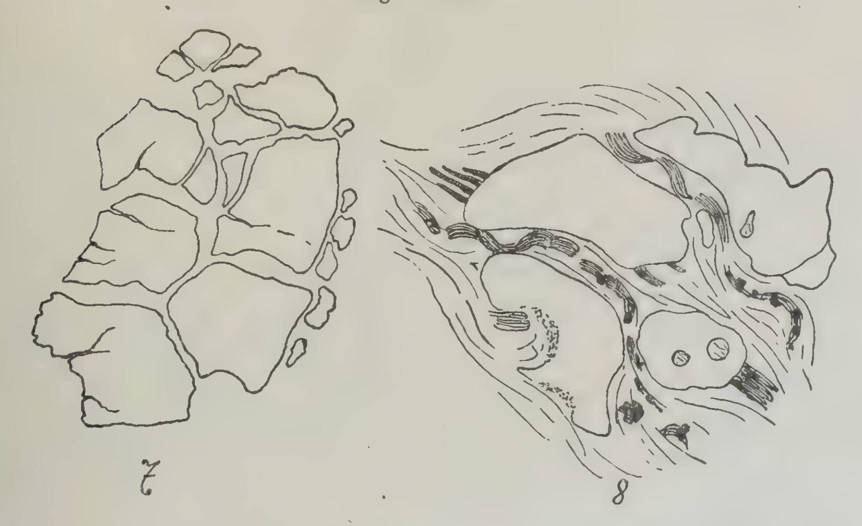


keit in verschiedenen Richtungen sein. Sicherlich wirkt aber dabei die Orientierung der verschiedenen Kristallflächen zur Flußrichtung des Magmas mit. An Flächen, die parallel mit der Flußrichtung sind, kann die Korrosion fortwirken, da die Grundmasse dort bis zu einem gewissen Grad erneuert werden kann, und eine Uebersättigung mit SiO_2 offenbar nicht so rasch eintreten wird, als an Flächen normal zur Flußrichtung, die gewissermaßen Stauflächen darstellen und infolge der geringeren Bewegung, in der sie sich gegenüber befinden, einem Stoffaustausch weniger günstig sind.

In den meisten Fällen zeigen die besprochenen Quarze Einschlüsse von Grundmasse, vereinzelt auch von grünem Glimmer, von Glas,

und, allerdings nur selten, auch Flüssigkeitseinschlüsse. Oft zeigen sie vollkommen normale optische Eigenschaften. Manchmal jedoch auch Spannungspolarisation. Fig. 6 gibt einen Quarz wieder, welcher von einem lichten, von der dunkleren Grundmasse sich sehr gut abhebenden Hof umgeben ist. Dieser Hof scheint aus reihenweise angeordneten, länglichen Quarzbröckelchen zu bestehen. In der gleichen Richtung x, nach welcher die Anordnung im Hof besteht, verlaufen ungefähr auch Risse im Kristall, welcher leicht merkbare optische Spannungserscheinungen zeigt. Die ganze Erscheinung ist im polarisierten Licht leicht zu bemerken, im gewöhnlichen Licht jedoch gar nicht auffallend. Ich erwähne sie so ausführlich deshalb, weil sie mir

Fig. 7 und 8.



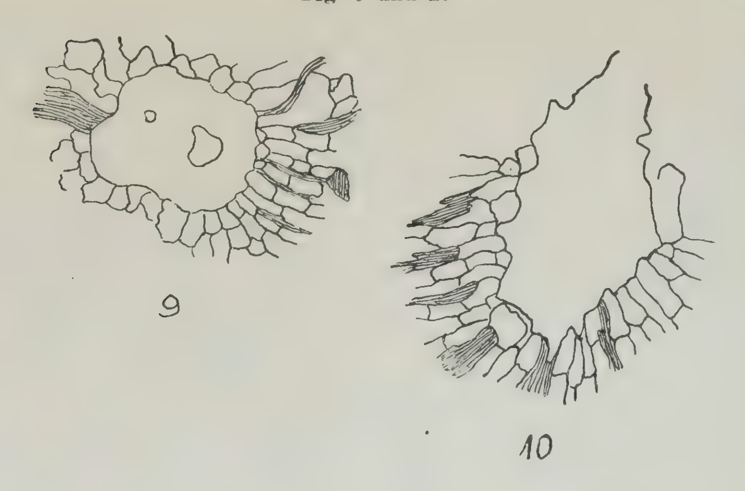
als Anfang der Strahlquarzbildung erscheint. Fig. 7 und 8 zeigen die Zertrümmerung von Quarzkristallen infolge Korrosion und Zerschwemmung. In Fig. 7 löschen die Trümmer noch beinahe gleichzeitig aus, in Fig. 8 sind sie bereits durch die Grundmasse auseinandergeschwemmt, die letztere zeigt deutliche Merkmale des Geflossenseins. (Liegendes der Erzlager, Spielkogel etc.)

S t r a h l q u a r z e. In den Schliffen 217 (Südseite des Zeiritzkampels, Weg zur Zeiritzalpe) und 281 (Glaslbremse, Fuß des Polster) sind Bilder wie die umstehende Fig. 9 und 10 zeigt, zu sehen. Von Quarzkristallen, deren Umfang unregelmäßige scharfe Zacken, Zähne und Einbuchtungen besitzt, strahlen Quarzstengel aus. Dieselben umgeben die Kristalle nicht immer allseitig. Meistens sind die Stengel nur an Teilen des Umfanges gleichmäßig entwickelt, an dazwischenliegenden Stellen erscheinen isometrische Körner, welche allerdings den Durchmesser der Stengel besitzen. In manchen Fällen ist die augenscheinliche Ungleichmäßigkeit vielleicht nur bedingt durch die Lage des Schnittes. Wie die Figuren zeigen, sind die Stengel aus

kurzprismatischen Stücken aufgebaut. Gleichlaufend mit der Längsachse der Stengel sind chloritische Flasern eingelagert. Keine Anzeichen deuten darauf hin, daß sie mit den umgewandelten, grünen Biotiten des Gesteins in Zusammenhang stehen. (Vgl. Heritsch, Lit. 1, S. 106, untere Hälfte.)

Die Spannungserscheinungen, Einschlüsse und manchmal auftretende teilweise runde Umgrenzung der Quarzkristalle mit Quarzstrahlen weisen darauf hin, daß wir die Strahlquarze als Kerntrümmer ehemaliger echter Einsprenglingsquarze auffassen dürfen. Quarzstengel und Chlorit machen den Eindruck der Gleichalterigkeit. Wäre beispielsweise der Chlorit das jüngere der beiden Mineralien, so brauchte er nicht so regelmäßig gleichlaufend mit den Quarzstengeln lagern, sondern seine Schüppchen könnten wirr in die Fugen des Quarz-

Fig. 9 und 10.



gewebes eingestreut sein. Damit ergibt sich, daß beide Gebilde sekundär sind. Der enge Verband mit den Zacken und Buchten der großen Kerne dieser Aggregate macht es wahrscheinlich, daß die Strahlung der Ausdruck von Ausheilungsbestrebungen der randlich zertrümmerten Quarze sind.

Die Strahlquarzkerne zeigen starke optische Spannungserscheinungen. (Böhm'sche Streifung.)

Trümmerquarze. Als Trümmerquarze mögen jene Quarzkörner bezeichnet werden, welche gleichwie die Strahlquarzkerne, scharfeckige Grenzen besitzen. Sie sind meist umgeben von einem ein- bis mehrreihigen Kranz eckiger Trümmer, die lückenlos aneinandergedrängt sind.

Als Bruchquarze mögen Körneraggregate bezeichnet werden, die im gewöhnlichen Licht einheitlich erscheinen, im polarisierten Licht jedoch ihre Zusammensetzung aus Körnern verschiedener Größe

und eckiger Umgrenzung erkennen lassen. Die in Rede stehenden Bildungen sind häufig in folgenden Schliffen zu sehen: Nr. 283, 280, 223, 217, 228, 101 und 117 usw.

Die Quarze durchlaufen in diesen Schliffen alle Stadien vom Porphyrquarz bis zur Quarzaugenentwicklung. Fig. 11 ist ein Quarzkorn, wie er in Nr. 280 häufig zu sehen ist. Die Gestalt ist gestreckt, die Gesamtumgrenzung rund wie bei einem korrodierten Einsprengling. Der Rand ist jedoch in nach innen zu eckig begrenzte Trümmer aufgelöst, welche nicht auseinandergerissen wurden. Die Sprünge, welche Einsprenglingsquarze sonst oft in Quarzporphyren oder auch Daziten zeigen, sind in ihrer Anordnung von den hier beschriebenen so verschieden, daß eine Verwechslung nicht möglich ist.

Fig. 11–15.

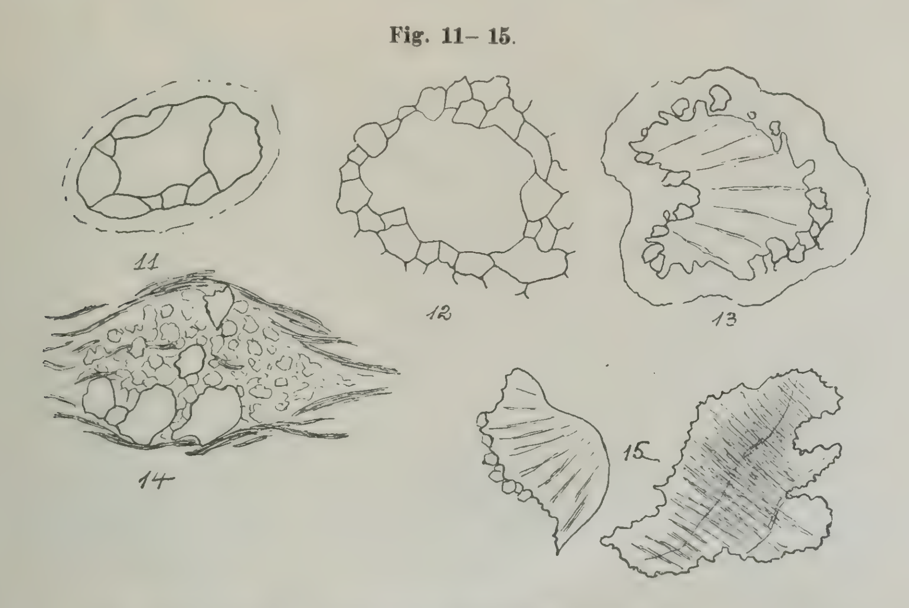


Fig. 12 zeigt eine weitergehende randliche Auflösung in Trümmer. Der Rand des Hauptkernes ist bereits deutlich gezähnt. Der Umriß des ganzen Körneraggregates hebt sich von der Grundmasse nicht rund ab, so daß nicht von vornherein in diesem Falle auf Entstehung aus einem Einsprengling geschlossen werden kann. Der Nachweis, daß es sich auch bei solchen Quarzen um Einsprenglinge handelt, wird damit erbracht, daß in denselben Schliffen auch Quarze wie in Fig. 12 vorkommen, welche teilweise runde Grenzen besitzen, die durch Korrosion verursacht sind, und daß in den fraglichen Trümmern Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse vorkommen (Schliff Nr. 117), in derselben Weise, wie unzweifelhafte Porphyrquarze dies zeigen. Außerdem weisen zahlreiche sonst unversehrte Porphyrquarze einen stellenweise ausgezackten Rand auf, der demnach einen Uebergang vermittelt.

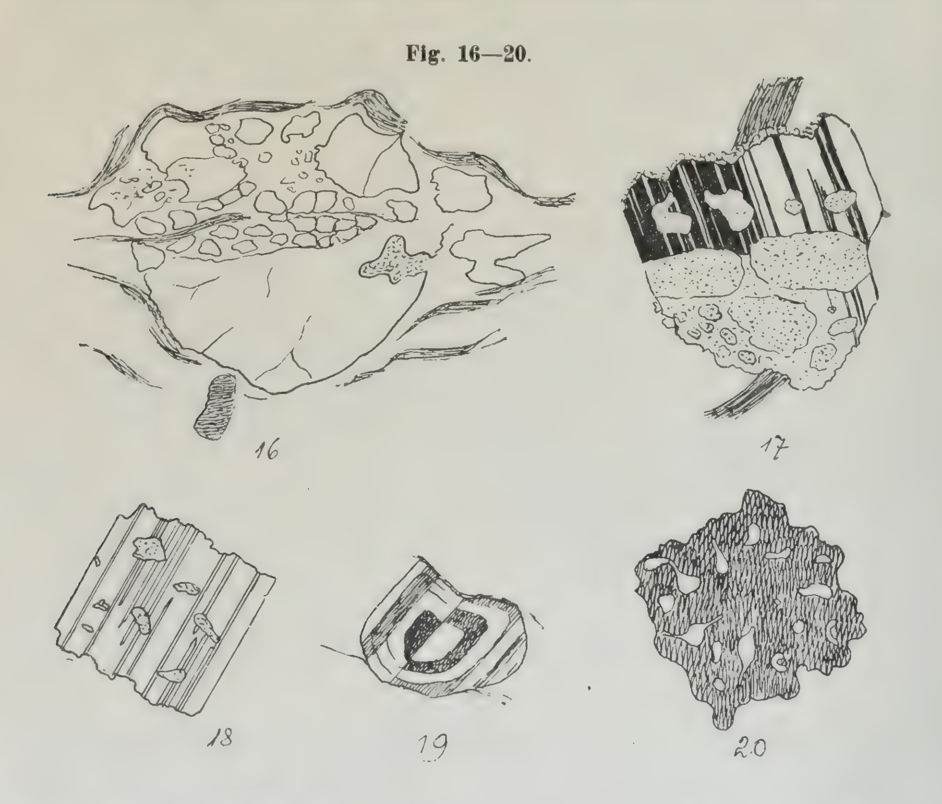
Sehr stark ausgezackt sind Quarze, wie in Figur 13 und 15, welche oft die Böhm'sche Streifung ∥ ω erkennen lassen. Diese

gibt sich durch braune, etwas verwaschene Streifen kund, die die Erscheinung schon im gewöhnlichen Licht verraten.

Schließlich sind Anhäufungen von Quarztrümmern zu beobachten (Fig. 14 und 16), die sich von der Grundmasse deutlich abheben und kleine Linsen oder Knollen (Augen) bilden.

Fig. 16 zeigt noch sehr deutlich die Zusammengehörigkeit der einzelnen Trümmer zu einem großen Einsprengling, die teilweise runden Umrisse beweisen die Abkunft, eingepreßte Grundmasse hat die Trümmer auseinandergezwängt. Glimmerschüppchen (Serizit) um-

Fig. 16—20.



hüllen das Körnergebilde. Dieses Gebilde stellt den Uebergang von Fig. 7 und 8 zu den Figuren 14 und 15 dar. Bei Bewegungen durch Schub müssen sich die in Fig. 8 noch großen Trümmer eines Kristalls aneinander reiben und daher eine innere Trümmerzone schaffen, die aus kleinen Bröckelchen besteht.

Grundmassequarz wird gewöhnlich von kleinen, rundlichen oder eckigen Körnchen gebildet, die oft durch Serizitschüppchen, kleine Feldspäte oder auch chloritische Schüppchen voneinander getrennt werden.

In Perthiten (Schliff Nr. 281, Glaslbremse — Standlalpe) treten Stengel und Tropfen von Quarz auf. Diese Perthite enthalten oft Partien von Plagioklas. Beziehungen zur Myrmeckitbildung in gepreßten

Graniten dürften sich, sobald erst reichlicher Material zur Verfügung steht, wohl auffinden lassen. (Fig. 20.)

Schließlich sei noch erwähnt, daß in einzelnen Gesteinstypen (Schliff Nr. 21, 96, 214 und 77) Quarztrümmer von jener Größe, eckiger oder gerundeter Form, wie sie den Abkömmlingen von größeren Quarzen zukommt, so gleichmäßig in der Grundmasse verteilt erscheinen, daß das Gefüge etwa an einen Quarzit oder an einen Sandstein mit auffallend viel tonigem Bindemittel erinnert. Unter der Voraussetzung starker Durchbewegung, die auch sonst solchen Gesteinen ihren Stempel aufgedrückt hat, ist diese Erscheinungsweise jedoch ganz gut erklärbar, so daß auch bezüglich der Abkunft solcher Splitter und Körner von Porphyrquarzen kein Zweifel zu obwalten braucht.

2. Feldspäte.

Orthoklas. Die tafelförmigen Kristalle sind meist randlich stark zertrümmert, die Spaltung gut sichtbar. Manche wenig veränderte Orthoklase zeigen einen Schalenbau, welcher sich im polarisierten Lichte durch schwache, konzentrische Tönungsunterschiede der Außenschichten gegenüber dem Kern, der übrigens im Vergleich zur erstgenannten sehr mächtig ist, kundigt. Die Außenschicht hatte in einigen Fällen Quarzstengeleinschlüsse, bzw. Quarztropfen aufzuweisen. (Schliffe Nr. 217, 132 und 276 usw.)

Die Randzone dürfte größere Mengen von Na_2O enthalten. Das Ergebnis der chemischen Analysen stünde damit nicht in Widerspruch. Der Erhaltungszustand ist ein sehr verschiedener. Manche Orthoklase sind wenig verändert (Nr. 132), oder aber kaolinisiert, serizitisiert und auch beides zusammen. Da kaolinisierte Feldspäte in Gesteinen auftreten, welche wenig zerbrochene Einsprenglinge aufweisen, wogegen serizitisierte häufig in solchen vorkommen, wo das Gegenteil der Fall ist, darf geschlossen werden, daß die Serizitisierung später eingetreten ist, wie die Kaolinisierung, und eine Begleiterscheinung jener mechanischen Vorgänge war, welche die Zertrümmerungserscheinungen hervorriefen, die im Vorangehenden besprochen worden sind. Die Form bietet nichts Bemerkenswertes.

Plagioklas. Die Bestimmung wurde nach Beckes Methode durchgeführt. Es seien an einigen Beispielen die Ergebnisse der optischen Bestimmung und der Analysen vergleichend mitgeteilt.

Vorkommen:

Glaslbremse	Schliff Nr. 281.	Oligoklas.	Analyse 2.	$Ab_4 An_1$.
Fuß des Polster	Schliff Nr. 282.	Oligoklas.	Analyse 3.	$Ab_2 An_1$.
Scharte—Lins	Schliff Nr. 283.	Oligoklas.	Analyse 4.	$Ab_{2\cdot5} An_1$.
Spielkogel	Schliff Nr. 117.	Oligoklas.	Analyse 5.	$Ab_2 An_1$.
Haberltörl	Schliff Nr. 87.	Albit	Analyse 6.	$Ab_6 An_1$.
Erzlager, Eisenerz	Schliff Nr. 159.	Oligoklas.	Analyse 7.	$Ab_{3\cdot5} An_1$.
Spielkogel h 1754	Schliff Nr. 102.	Andesin	Analyse 8.	$Ab_{1\cdot5} An_1$.
Stolzerhütte	Schliff Nr. 495.	Albit	Analyse 9.	$Ab_{10} An_1$.

Zieht man in Betracht, daß die Plagioklase häufig schaligen Bau besitzen, und daß die Grundmasse jedenfalls die saureren Glieder der Mischungsreihe enthält, so ergibt sich zwischen den Pauschanalysen und den optischen Beobachtungen eine befriedigende Uebereinstimmung.

Die Messungen ergaben auch in anderen als den vorgelegten Fällen dieselben Resultate. Feldspatmischungen im Bereich des Andesins sind selten, Oligoklas häufig, Albit ebenso.

Die Plagioklase sind stets reich polisynthetisch verzwillingt (Albitgesetz). Sie weisen sehr oft enge, selten breite Zwillingslamellierung auf. Begrenzungsflächen ⊥ auf die Zwillingsebene zeigen starke Abbröckelung. Abgesehen vom schaligen Bau sind im Innern der Kristalle Einschlüsse von Grundmasse zu beobachten. (Siehe die vorstehenden Figuren 17, 18 und 19, entnommen den Schliffen Nr. 283, 56, 159 und 217.) In den Plagioklasen der Gesteine vom Zeiritzkampel ist die Schaligkeit besonders deutlich zu sehen.

Im allgemeinen machen die Plagioklase dieselben Veränderungen mit, wie die Orthoklase. Sie werden kaolinisiert oder auch serizitisiert. Die Zertrümmerungserscheinungen sind ebenfalls an beiden Feldspaten dieselben. Ausheilungen konnte ich nicht beobachten. Zerbröckelungen treten analog wie beim Quarz auf. In den Stadien des Gesteins, in welchen der Quarz Trümmer-, bzw. Bruchquarz geworden ist und zur Augenbildung Anlaß wird, sind die Feldspäte in kleinste Bröckelchen zerrieben und bilden zuweilen so wie Quarz linsenförmige, von Glimmer oder Chlorit umhüllte Körper. Auch in bezug auf die Feldspatkörneraggregate sind alle Uebergänge zu beobachten. Schließlich erkennt man in langgestreckten Körneranhäufungen, welche sich von der Grundmasse durch geringeren Zersetzungsgrad abheben, und zwischen oft nahezu gleichlaufenden chloritischen Flaschen liegen, die zertrümmerten Porphyrfeldspäte wieder. Eine Bestimmung ihres Charakters ist dann nicht mehr möglich. Oft gehen die letzten Anzeichen, daß es sich um zermalmte Einsprenglinge handelt, verloren, und der Gesteinsdünnschliff bietet alsdann das Bild eines Schiefers, der aus einer mit Chloritmineralien durchwirkten und stark serizitisierten Grundmasse und eingestreuten Quarzkörnchen besteht[1]).

Vollkommen serizierte Feldspäte bestehen aus einem Gemenge von 26% Quarz und 74% Glimmer (optische Analyse). Das entspricht in Gewichtsprozenten 23--25% Quarz und 77—75% Serizit. Bei der Umwandlung findet eine Raumersparnis von 6—16% statt.

3. Glimmer.

Am Gesteinsaufbau beteiligen sich drei Glimmermineralien. Davon sind zwei, ein brauner und ein grüner Glimmer, primär, der dritte, Serizit, sekundär.

Brauner Glimmer ist selten, man findet ihn im hellgrauen, massigen Gestein von Johnsbach (Nr. 94, 234). Heritsch erwähnt

[1]) Auf diesen Endpunkt der Metasomatose solcher Gesteine macht Rosenbusch (Lit. 9, S. 844 ff.) aufmerksam. (Metamorphose der Quarzporphyre etc.)

ihn aus einem Gestein vom Sulzbachgraben. Seinen optischen Eigenschaften nach ist er vom Biotit nicht merklich verschieden.

In den übrigen Vorkommnissen besitzt jedoch das Glimmermineral grüne Farbe, und in den Beschreibungen wird dies als ein Zeichen der Chloritisierung gedeutet, und fernerhin angenommen, daß der in vielen Vertretern auftretende Chlorit, auch dann wenn kein räumlicher Zusammenhang mit Glimmer mehr nachweisbar ist, von ihm abzuleiten ist.

Die Gründe, welche Veranlassung bieten, der eben besprochenen Anschauung in betreff der grünen Glimmer obersteirischer Ergußgesteine nicht beizupflichten, sind folgende:

Der grüne Glimmer zeigt einen sehr starken Pleochroismus (bei Erhaltung typischer Glimmerspaltbarkeit) von hellgelb mit schwach grünlichem Stich nach tiefdunkelgrün. Er ist oft randlich korrodiert, wobei feine randliche schleierartige Erzanhäufung stattfindet (Erzschleier), und besitzt Einschlüsse mit braunen, pleochroitischen Höfen. Außer in der Farbe unterscheidet er sich in keiner Weise vom braunen Glimmer. (Gerade Auslöschung, keine Aggregatpolarisation usw.)

Er kommt als Einschluß in korrodierten, sonst unveränderten Quarzeinsprenglingen vor.

Dort, wo diese Eigenschaften sich (infolge metasomatischer Prozesse verändern, führt die stufenweise Verfolgung der Erscheinungen zum Bauerit, nicht zum Chlorit.

Der grüne Glimmer kommt zwar in einem Höchstausmaß bis zu etwa 8% vor, der Chlorit ist in solchen Vorkommnissen jedoch in einer Menge von 30% vorhanden. Nur unter ganz besonderen Umständen vermöchte man daher den Chlorit vom Glimmer herleiten können.

Die Pauschanalysen führen alle auf einen dunklen Gemengteil, der für einen Biotit zu wenig MgO, zuviel $FeO + Fe_2O_3$ und Al_2O_3 enthält. Der Erzgehalt ist nirgends in den glimmerhältigen Gesteinen von solcher Bedeutung, daß er das früher angedeutete Verhältnis so zu ändern vermöchte, daß man dennoch auf Biotit schließen könnte. Vom chemischen Standpunkte aus müßte man der Ansicht zuneigen, daß verwandtschaftliche Beziehungen zum Lepidomelan herrschten.

Nun erwähnt Rosenbusch (Lit. 9, S. 845) einen grünen, bleichenden Glimmer aus den Lenneporphyren, welche zu den Quarzkeratophyren zu stellen sind. Bei Rosenbusch (Lit. 8, S. 74) finde ich auch die Analyse eines dunkelgrünen Lepidomelans, der zwar vielleicht etwas verändert ist, und diese Analyse müßte ungefähr auch ein Abbild der chemischen Verhältnisse der hier beobachteten Glimmer sein. Auch daß die Lepidomelane viel leichter zersetzlich sind, wie die Biotite (wovon ich mich durch Studium von Lepidomelanen Südnorwegens überzeugt habe), fällt hier ins Gewicht, weil in den Schliffen alle Stadien der Baueritisierung durchzufolgen sind, und die Erscheinung mit der Kaolinisierung zumindest Schritt hält, wenn nicht gar beträchtlich voraneilt.

Unter solchen Umständen gewinnt der Beweis, daß anstatt der Chloritisierung der Glimmer Baueritisierung eintritt, für die Beurteilung dieser Mineralien geradezu ausschlaggebende Bedeutung, des-

halb soll an dieser Stelle ausführlich davon die Rede sein. Für das Studium der Erscheinung ist es gut, wenn man zunächst jene Typen betrachtet, in welchen nur ganz wenig Chlorit neben Glimmer vorkommt oder gar keiner, und dann die reichlich chloritführenden Vorkommnisse.

1. Reihe. (Mit unbeträchtlicher Chloritführung.)

Im Schliff Nr. 277 zeigt sich der Glimmer so, wie er eingangs dieses Kapitels charakterisiert worden ist. Ferner im Zustand vermehrter Erzabscheidung und Schwächung des Pleochroismus. Die Polarisationsfarben werden ganz mattgrau, die Auslöschung und die Spaltung bleiben jedoch unverändert. In anderen Schliffen beobachtet man zunehmendes Bleichen. Doch sind anderweitige optische Eigenschaften, welche die Annahme rechtfertigen würden, es läge eine Umwandlung in Chlorit vor, nicht wahrzunehmen. Die nächste Entwicklungsstufe zeigt das Vergrößern der Spaltrisse, in welchen unauflösbare, trüb bis undurchsichtig scheinende Massen sich ansiedeln. Zweifellos handelt es sich um Erze, jedoch nicht um primären Magnetit. Diese Erzlamellen erhalten sich lange ungestört. Anstatt der vormaligen Glimmerlamellen ist zwischen ihnen ein fast unpleochroitisches, mißfarbiges Aggregat kleiner Körnchen oder Schüppchen vorhanden, welches auch nicht mehr einheitlich auslöscht. In den dynamometamorphen Gliedern führt die Umwandlung dazu, daß die Erzlamellen auseinandergerissen werden und einen Schleier bilden. Solche Erzschleier enthalten in ihrem Bezirk wohl die vorerwähnten körnchen- und schuppenartigen Restprodukte des Glimmerzerfalls, aber keinen Chlorit. Aus diesen Feststellungen geht hervor, daß es sich tatsächlich um den Prozeß der Baueritisierung [1]) handelt. Von Chlorit kennt man ähnliches Verhalten nicht. Demnach wäre der unversehrte (makroskopisch sehr dunkelgrüne) Glimmer mit dem starken Pleochroismus primär und wird nicht chloritisiert.

2. Reihe. (Mit viel Chlorit.)

Auf den hohen Chloritgehalt dieser Typen und das Mißverhältnis zum Glimmer wurde bereits hingewiesen. Es bleiben nur noch die besonderen Umstände zu erwähnen, weshalb auch in dieser Reihe keine genetischen Beziehungen zum Glimmer bestehen.

In den Schliffen Nr. 129, 217, 495 und 158 zeigt sich genau dieselbe Entwicklung am Glimmer, wie sie von den chloritfreien oder -armen Formen beschrieben wurde. In den massigen, nicht besonders mechanisch beanspruchten Vorkommen durchwirkt der Chlorit in Form kleiner Schüppchen und Fetzchen die ganze Gesteinsmasse. Man merkt nirgends, daß an den Stellen, wo noch Glimmer in irgendeinem Zustand wahrzunehmen ist, oder des Erzschleiers wegen vermutet werden darf, eine Umwandlung in Chlorit stattgefunden hat.

[1]) F. Rinne, Baueritisierung, ein kristallographischer Abbau verschiedenfarbiger Glimmer. Kgl. sächs. Akademie der Wissenschaften. Math.-phys. Klasse. LXIII. Bd., 1911.

In den dynamometamorphen Beispielen sieht man freilich oft in den Erzschleierbezirken oder in unmittelbarer Nähe mehr oder weniger abgebauter Glimmer Chloritfetzchen, allein in solchen Fällen ist Chlorit auch in den Trümmerzonen von Einsprenglingsfeldspaten und -Quarzen anzutreffen, in welcher er offenbar eingewandert ist. Aus den mitgeteilten Tatsachen ist zu folgern, daß der Chlorit sich auf keine Weise, auch nicht in den chloritreichen Typen aus Glimmer herleiten läßt.

Insgesamt läßt sich demnach an der Hand der glücklicherweise beobachtbaren Uebergänge feststellen, daß der in Frage kommende Glimmer überall dort, wo er sich verändert zeigt, baueritisiert, aber nicht chloritisiert wird.

Serizit. Es gibt in der ganzen Serie kein serizitfreies Glied. Die Menge desselben ist allerdings schwankend. In jenen Gliedern, welche zermalmte Einsprenglinge aufweisen, ohne daß das Gestein sonst Schieferung zeigt, ist die Serizitisierung oft so stark, daß von der Feldspatsubstanz nur mehr spärliche Reste übrig sind, die überdies teilweise kaolinisiert sind. Die Grundmasse enthält in solchen Fällen stellenweise neben Quarz nur Serizit. In wenig Schieferung zeigenden Formen besitzt er unverbogene schmalleistige Schnitte, wenn man ihn in den Einsprenglingen beobachtet, und bildet ein unregelmäßiges Maschenwerk. In geschieferten Vorkommnissen ist er jedoch auch mitgebogen und orientiert, auch aufgefasert.

Muskowit. In den vererzten, turmalinführenden, aphanitischen Vertretern der Serie, sonst nicht zu beobachten. Er tritt in Form kleiner idiomorpher Individuen spärlich neben Serizit auf und überragt die Serizitindividuen immerhin so bedeutend, daß er sofort auffällt.

4. Chlorit.

Der große Anteil, welcher dem Chlorit beim Aufbau einer ganzen Reihe von Vorkommnissen zufällt, wurde bereits früher betont. 30% sind häufig, in einzelnen Fällen geht der Chloritgehalt noch höher hinauf.

Dem chemischen Charakter nach muß auch dieses Mineral bei hohem Eisengehalt einen recht geringen Magnesiaanteil besitzen. Gewisse Aphrosideritanalysen mögen Anklänge an die hier herrschenden Verhältnisse liefern. Damit soll nicht gesagt sein, daß gerade dazu Beziehungen bestimmter Art gesehen werden wollen, es handelt sich lediglich um einen Vergleich.

Dort, wo der Chlorit annähernd gleichmäßig verteilt, ohne Orientierung auftritt, bildet er Schuppen von rundlicher oder lappiger, nicht regelmäßiger Begrenzung mit Aggregatpolarisation. Die Polarisationsfarben sind nieder, graublau oder graubraun. Die Individuen sind sämtlich kleiner wie die Glimmerindividuen. In schiefrigen Formen ist der Chlorit in Fetzchen zerrissen, welche sich in Form langer Gewinde in die Schieferungsflächen einstellen. Die Schüppchen weisen dann Buchten und Kerben auf, von gleicher Form, wie man

sie als Begrenzung erhält, wenn man ein solches Mineralplättchen zerreißt.

Der Pleochroismus ist bedeutend schwächer wie der des grünen Glimmers.

5. Akzessorische Mineralien.

Apatit, Zirkon und Erze treten in geringer Menge in allen beschriebenen Vorkommen auf und zeigen im allgemeinen keine besonders hervorzuhebenden Eigenschaften. Die Zirkone sind häufig zerbrochen. Das Erz, Magnetit und Titaneisenerz ist mitunter beträchtlich, besonders in graublauen, dichten Vorkommen der Gesteine, wo nebenher auch Turmalin auftritt. Um die *Ti*-haltigen Erze entwickeln sich häufig Leukoxenhöfe, auch Titanit kommt im Zusammenhang mit diesen Erzen vor. Sehr vereinzelt sieht man kleine Epidotkörnchen. (Schliff Nr. 289, Präbichl.)

6. Uebergemengteile.

Turmalin. In den Schliffen Nr. 70, 173, 266 und 118 beobachtet man kleine Turmalinkristalle, die idiomorph sind, jedoch randlich unbedeutende Zerbrechung zeigen. Sie bestehen aus einem blauviolett-braun pleochroitischen Kern und einer zartblauen bis farblosen Hülle. Diese konzentrische Schichtung ist durchgehends zu beobachten. Die Muttergesteine sind grau oder graublau, dicht, massig, oder geschiefert. (Flitzengraben, Kaiserau.)

Karbonate. In den meisten Vorkommnissen ist Kalzit vorhanden. Man sieht ihn in zersetzten Glimmern, in Feldspäten oder in Form von Lassen geringer Ausdehnung in den Schliffen. Seltener sind kleine Rhomboeder von Siderit, mit goldgelber, limonitischer Rinde oder ganz in ein undurchsichtiges, graubraunes Zersetzungsprodukt verwandelt, welches sich von den Erzen dadurch unterscheidet, daß es neben Unterschieden in der Reflexion, auch nicht die scharfen, regelmäßigen Umrisse derselben aufweist, sondern lappigen, bis klexartigen Umriß besitzt.

Die Grundmasse.

Bei der Untersuchung der Grundmasse macht sich der Umstand, daß stets große Mengen von Serizit und Kaolin in ihr enthalten sind, in ungünstiger Weise geltend. Der Quarzgehalt ist meist sehr bedeutend. Häufig sieht man besonders quarzreiche Stellen als Umgebung mechanisch unversehrter Quarzeinsprenglinge (saure Höfe). Die Quarzkörnchen haben in einzelnen Vorkommnissen rundliche Form, so daß sie wie Ameiseneier in einem Gewebe eingebettet sind, welches teils aus Serizit, teils aus Kaolinschüppchen aufgebaut ist. Oft aber sind sie unregelmäßig begrenzt, weisen Zacken und Lappen auf, kurz, verhalten sich so, wie die Granitquarze. Im ersten Falle mag die Grundmasse einmal vitrophyrisch gewesen sein, worauf auch deutliche Reste von Flußstruktur (Beispiele vom Liegenden der Erzlager etc.) hin-

weisen, und später entglast sein, oder es handelt sich um Gramophyrstruktur. Im zweiten Falle wird die Grundmasse mikrogranitisch gewesen sein.

Feldspäte sind in Form kleiner Leistchen nur mehr spärlich dort und da aufzufinden. Als Kaolin zu deutende Schüppchen dagegen sind sie sehr häufig, jedoch immer neben bedeutenden Mengen, oft neben weitüberragenden Mengen von Serizit gegenwärtig. Dieser ist zum Teil in der Grundmasse orientiert (das ist in den geschieferten Vertretern besonders deutlich), oft aber auch ganz wirr gelagert.

Hin und wieder gewahrt man im polarisierten Licht Schlierigkeit der Grundmasse. Die serizitärmeren, quarzreicheren Partien heben sich durch weniger lebhafte Farben aus den serizitreicheren heraus. Die Schlieren besitzen rundliche, unscharfe Grenzen und sind bald linsenförmig, bald strangförmig und in Arme zerteilt.

Primäre dunkle Gemengteile kommen nicht als Grundmassegemengteile in Betracht. Als Mikrofelsit im Sinne Rosenbusch' ist von den hier bearbeiteten Typen nicht eine anzusprechen. Das Verhältnis 1:1:10 für $\{(K, Na)_2 O + CaO\} : Al_2 O_3 : Si O_2$, welches Rosenbusch als charakteristisch dafür annimmt, konnte ich nicht nachprüfen, und Andeutungen von echter Mikrofelsitstruktur fehlen. Von Aureolenquarzen, Schwammquarzen oder Unterlagsquarzen, wie sie Ampferer-Ohnesorge (Lit. 4) beschreiben, konnte ich gleichfalls nichts finden.

Zweifellos erscheint es nach den chemischen Analysen, und deren Zusammenhang mit den optischen, daß es sich um einen Teig von Quarz-Feldspat gehandelt hat, dessen Feldspat zum Teil Orthoklas, zum Teil Albit war.

Die aphanitischen Formen.

In den einsprenglingsfreien Gliedern der Serie finden wir ein Gemenge von Mineralien, das sich mit den Worten Rosenbusch' über die Grundmasse der ebenfalls metamorphen ähnlichen Gesteine von weitabliegenden Vorkommnissen kennzeichnen läßt: „Quarz, Feldspat, Opal, überströmt mit Serizit und Kaolin". (Lit. 9, S. 846.) Die Korngröße ist unbedeutend, Quarz ist stets unregelmäßig begrenzt, manchmal tritt er etwas durch seine relative Größe hervor und zeigt dann strahlig angeordnete, zackige Fortwachsungen, zwischen den Zacken schmiegt sich Serizit bzw. Kaolin ein. Möglicherweise sind das Anzeichen von mikrofelsitischen Erscheinungen. Soweit es der Umwandlungszustand zuläßt, ist hier ein ehemals mikrogranitisches Gefüge eher die Grundlage gewesen, wie ein anderes.

Die in einigen durch Erzreichtum ausgezeichneten Vertretern vorkommenden Turmaline sind idiomorph. Chlorit fehlt diesen Formen gänzlich. (Schliffe Nr. 97, 173 und 118.)

Die weißlichen bis grünen Vertreter weisen polyedrische Klüftung auf. Auf den Klüften, bei grünen Vertretern auch das Gestein durchschwärmend, findet man Chlorit. (Schliffe Nr. 68, 198 und 266.)

Besondere Bemerkungen über die Struktur.

(Siehe dazu die Uebersichtstabelle auf S. 61 [33].)

Eine große Anzahl von Vorkommnissen, in der Uebersicht als porphyrisch, massig bezeichnet, besitzen unveränderte Porphyrstruktur. Einsprenglinge und Grundmasse sind scharf voneinander geschieden. Die Einsprenglinge weisen relativ bedeutende Größe auf. Bei der Zählung derselben kommen daher keine Zweifel an der Einsprengslingsnatur auf, da es Generationen von kleinen, sich der Korngröße etwa einer mikrogranitischen Grundmasse nähernden Einsprenglingen nicht gibt.

In der Gruppe der als porphyrisch, geschiefert beschriebenen Glieder kann man den Uebergang der Porphyrstruktur bis zur augen- und lagengneisähnlichen Struktur Schritt für Schritt verfolgen. Zunächst orientiert sich der Chlorit in die Schieferungsflächen, seine grünen Bänder und Gewinde machen die Erscheinung leicht auffällig. Dann kommt es zur linsen- bis birnenförmigen Streckung der Quarz- und Feldspateinsprenglinge, welche förmliche Augen bilden. Hierauf kommt es zur Streckung dieser Augen und zur Durchknetung besonders der Feldspatmassen mit Grundmasse, wodurch eine Art Lagenstruktur hervorgebracht wird. An dem bearbeiteten Material konnten alle Uebergänge zwischen den genannten Stadien beobachtet werden.

III. Die Metamorphose.

1. Ueberblick.

Auf Grund der bisherigen Erörterungen ist es bereits möglich, eine Gliederung der Metamorphosierung der besprochenen Eruptivgesteine durchzuführen.

Metasomatische, normale Bildungen sind wohl der Kaolin und Bauerit. Nicht alle Vertreter wurden durch die veranlassenden Kräfte in gleicher Weise erfaßt, doch gibt es Glieder, wo die Kaolinbildung sehr lebhaft war. Dieselben zeichnen sich durch starken Tongeruch aus. Einzelne Vorkommen sind sehr wenig kaolinisiert worden. Das ist daraus zu schließen, daß Serizit fast allein die Feldspäte durchsetzt. Die Annahme, es habe sich der Serizit aus Kaolin gebildet, ist aber wohl auch statthaft, aber nicht die einzige Möglichkeit.

Dynamometamorphose hat, allerdings in sehr verschiedenem Grade, alle Glieder erfaßt. Die noch massigen Glieder zeigen im mikroskopischen Bild immerhin schon Andeutungen von der Wirkung von Druckkräften. Allmähliche Uebergänge führen zu Bildern starker Zerbrechung, ja Zermalmung des Gesteinsbestandes. Dagegen steht diesem Prozeß die Schieferung ziemlich unvermittelt gegenüber. Sie setzt sehr deutlich ein, es gibt also zwischen Zermalmung und Schieferung einen Hiatus. Wenn also von Uebergängen vom porphyrischen zum schiefrigen Gestein die Rede ist, so wird dies nur in großen Zügen gemeint.

Es hat den Anschein, als ob die Zermalmung das für die Schieferung bedingende sein könnte, und dadurch ist ein Uebergang gegeben.

Außer der Dynamometamorphose ist als besonderer Vorgang das Eindringen des Chlorites, die Vergrünung zu nennen. Warum dieser Vorgang nicht neben die Kaolinisierung gestellt wird, soll im folgenden noch begründet werden. Nur ein Teil der beschriebenen Gesteine vergrünt, der Prozeß erscheint also lokalisert.

Dasselbe gilt von der Vererzung. Durch dieselbe wird auch nur ein kleiner Teil der Gesteine, aber in ganz charakteristischer Weise umgewandelt. Im Felde gaben einzelne vererzte Vorkommen Anlaß, sie zunächst mit blaugrauen Kalken u. a. zu verwechseln. Die Turmalin- und Muskowitführung betont ihre besondere Stellung.

Um zur Klarheit über die drei letztgenannten Vorgänge zu kommen, ist es nötig, sie einzeln abzuhandeln.

2. Zwei Beispiele besonders stark dynamometamorpher Vertreter der Blasseneckserie.

An einem Vorkommen von der Zeiritzalpe (—, 101) und vom Leobner Gipfel (—, 96), kurz erwähnend auch vom Rötzgraben (—, 280) soll ohne Rücksicht auf die vorhergehenden sicheren Ergebnisse den Ursachen des jetzigen Gesteinszustandes im Dünnschliffe nachgegangen werden. Es soll dabei hauptsächlich der Weg, den Sander (Lit. 5, 6) ging, beschritten werden.

I. Gestein von der Zeiritzalpe.

(Schliff Nr. 101, Serizitporphyroid nach Heritsch.)

Gesteinsgemengteile: Quarz, Feldspäte, Reste baueritisierter Glimmer, auch braune Fetzchen davon, Serizit, Chlorit, Grundmasse sehr feinkörnig mit Quarz, viel Serizit, jedoch auch Feldspatleistchen. Gefüge schiefrig, augengneisartig.

Das Vorkommen zeigt also ein ausgeprägtes *s* im Sander'schen Sinne. In *s* liegen vor allem Chloritfetzchen und Glimmerschüppchen, wodurch *s* stark betont erscheint. Die Gefügeflächen krümmen sich um große Quarz- oder Feldspatbrocken, oft von knödelartiger Gestalt, manchmal auch flaschenartig, hüllen diese Gebilde ein, schließen sich vor und nach ihnen enger aneinander, wodurch ganz augenfällig der Anblick von feiner Fältelung erweckt wird.

Die Regel bezüglich der Stauchfaltengröße und ihres Verhältnisses zur Korngröße, wobei die Körner als Gefügeelemente zu fassen sind (Sander, Lit. 5), bewährt sich in diesem Gestein sehr deutlich. Zwischen den „Augen“ zwischen welchen eine fast gleichmäßig feinkörnige Grundmasse zu beobachten ist, also die Gefügeelemente sehr klein sind, liegen die Gewinde der Chloritfetzchen, meist nur flach gebogen, eng aneinander, die Dicke der Fältchen ist also sehr klein, nähern sich solche Züge nun den Augen, so weichen sie weit auseinander, die Faltendicke wächst rasch an. Um die Augen sind die Chloritzüge zu relativ mächtigen Hüllen angewachsen.

Die schon mehrmals erwähnten Augen bestehen aus Anhäufungen eckiger Quarz- oder Feldspattrümmer wie in Fig. 14 und 16. Zwischen den größeren Trümmern, welche teilweise rund begrenzt sind und auch noch Ueberreste von den schlauchartigen Einstülpungen mit Grundmasse erkennen lassen, welche sie als Abkömmlinge echter Porphyrquarze kennzeichnen, verlaufen förmliche Ströme kleiner eckiger Bruchstücke, durch Zerbröselung entstanden, welche kleine, spärliche Chloritfetzchen mitführen. Die aus Feldspat aufgebauten Augen zeigen vollkommen analoge Erscheinungen, von den Trümmerströmen werden auch in diesem Falle Chloritfetzchen mitgeführt. Größere Quarz- oder Feldspattrümmer zeigen keine Chloriteinschlüsse. Dagegen sind sie mehr oder minder serizitisiert.

Die Gestalt dieser Körnerhaufen ist oft linsen- oder knödelförmig, häufig birnförmig, besonders die Feldspataugen zeigen fischähnlichen Längsschnitt.

Die Gemengteile der Grundmasse sind in gleicher Richtung wie die Feldspataugen orientiert. Die Quarzkörner zeigen zum Teil oblonge Form, die Serizitschüppchen und Chloritfetzchen sind mit ihren längeren Durchmessern zu so großem Teil in diese Richtung eingestellt, daß diese Erscheinung deutlich bemerkbar ist. Auch das Erz ist in derselben Richtung deformiert.

Am merkwürdigsten ist die Erscheinung, daß das kielförmige Vorderende der Feldspataugen einerseits, das schwanzartige Ende derselben anderseits, und schwanzförmige Anhänge von Leukoxen an Erze nach der gleichen Richtung laufen.

Auf Grund dieser Beobachtungen ist zu sagen: das Gestein wird beherrscht von einem *sr*. (Gefügeflächen mit ruptureller Korndeformation.) Da kein Gemengteil ein *si* aufweist, sondern alle ein *se*, so darf angenommen werden, es sei ein *nd* (nichtmolekulare Teilbewegung) eingetreten, postkristallin für alle Gemengteile! Die Richtung dieser Bewegung ist ein Schliff durch die fischleibförmige Ausbildung der Feldspataugen und die Schwänzchenbildung beim Erze angedeutet. Es fand also wohl ein Schub statt. Diesen Schub möchte ich als eine Komponente der die gesamte Dynamometamorphose veranlassenden Kraft, die jedenfalls eine andere Richtung besaß, parallel zu *s*, auffassen. Die zweite Komponente wirkte wohl $\perp$ auf *s*, die Zertrümmerung hauptsächlich ist ihr Werk.

Denken wir uns nun die Wirkungen der Dynamometamorphose, einschließlich der Serizitisierung weg, so gelangen wir zu einem ungeschieferten Ergußgestein mit bedeutendem Chloritgehalt nach Art der „körnigen Grauwacke von Eisenerz“.

2. Gestein vom Leobner Berg.

(Schliff Nr. —, 96, Klastoporphyroid nach Heritsch.)

Wegen der auffällig geringen Beteiligung von Chlorit am Gesteinsaufbau ist dieses Vorkommen dem erstbeschriebenen gegenüberzustellen. Der Grad der dynamometamorphischen Umwandlung ist um einige Stufen höher als beim vorigen. Besonders zu erwähnen ist, daß vor der Serizitisierung wahrscheinlich eine ausgiebige Kaolinisierung

stattfand. Dafür spricht der Umstand, daß die Serizitflaschen und Stränge, in welchen wir die metamorphosierten Feldspatmassen erblicken dürfen, von unverändert gebliebener Feldspatsubstanz keine Anzeichen mehr zeigen, wogegen zwischen den Serizitmaschen Schüppchen auftreten, die Kaolin sein dürften. Eine so innige Durchbewegung, wie man sie in diesem Schliffbilde sieht, ist unter der Voraussetzung starker Kaolinisierung auch leichter zu verstehen. Das *s* dieses Gesteins wird durch Erzanhäufungen in Fugen, welche zum Teil die Serizitflaschen durchziehen, zum Teil an der Grenze von Quarztrümmerbändern und Serizitflaschen auftreten, deutlich gemacht. Es ist nicht allein Magnetit, sondern in bedeutenderem Ausmaß ein anderes Eisenerz, vermutlich limonitischer Natur. Von ihm gehen stellenweise gelbe Flecken aus. Da in einigen anderen Schliffen Rhomboeder von Eisenspat beobachtet wurden, beziehungsweise deren opake Umwandlungsprodukte, suchte ich auch hier nach denselben, konnte sie jedoch im Schliff nicht auffinden. Das Augenbildungsstadium erscheint bei diesem Gestein überschritten. Man sieht flachlinsenartige Quarzkörneraggregate, die einen langen breiten Schwanz von Körnern nachschleppen. Auch an ihnen ist die Entwicklung der kielartigen Stirnseite und das Verjüngen des Schwanzteiles überraschend deutlich sichtbar und gleichsinnig. Den Raum zwischen diesen Quarzlagen und dem Erzgeäder füllen die feldspatvertretenden Serizitmassen aus. Sie sind besonders die Träger feinster Stauchfältelung. Unter steilem Winkel zur Lage von *s* im großen und ganzen setzen kleine Brüche durch, an deren Rändern die Falten intensiv geschleppt sind. Von Glimmer ist keine Spur zu sehen. Chlorit ist g a n z unbedeutend. Dieses Gestein hat ebenfalls unter der Wirkung eines *nd* gestanden. Die Schubkomponente ist ihrer Richtung nach abermals im Dünnschliff bemerkbar.

Denken wir uns das Gestein zurück vor die Dynamo-Metamorphose, so erhalten wir wieder ein quarzporphyrartiges Gestein. Die Grundmasse ist offenbar in die Quarz- und Einsprenglingsfeldspatmasse nach Zerbröselung eingeknetet worden und wurde daher oben nicht erwähnt. So wie das Gestein von der Zeiritzalpe sich von einem normalen Quarzporphyr durch die bedeutende Chloritführung unterscheidet, so unterscheidet sich das jetzt eben besprochene rekonstruierte Gestein von einem normalen Quarzporphyr durch übermäßige Erzführung.

Im Schliff Nr. 280, an einem Vorkommen vom R ö t z g r a b e n bei Vordernberg, sieht man wieder dieselben Erscheinungen, jedoch sind von den Glimmern noch Erzschleier übrig, die Durchbewegung war hier nicht so mächtig, sonst wären die Erzschleier gänzlich auseinandergerissen worden. Die Metamorphose ist also nicht so weit fortgeschritten. Dieses Beispiel möchte ich jedoch deshalb anführen, weil hier weder Chlorit noch Erz in besonderer, über das für einen Quarzporphyr erwartete Maß hinausreichender Menge auftreten.

Daß die Schieferung mit der Vergrünung und Vererzung nicht zusammenhängt, wird durch diese drei Beispiele erwiesen. Wäre der Chloritreichtum eine Folge der Dynamometamorphose, dann hätte sich dies im Schliffbild erweisen lassen müssen. Anstatt dessen beobachtet

man, daß die Chlorite sich in keiner Weise von den anderen Gesteinsbildnern unterscheiden, was ihr Verhalten den metamorphosierenden Kräften gegenüber anbelangt. Das gleiche gilt von der Erzanreicherung.

Die Dynamometamorphose hat somit nur das Gefüge umgeprägt, sie hat im kleinen fein fältelnd, im großen schiefernd gewirkt. Möglicherweise wurden die in einzelnen Gesteinen deutlicher vorhandenen Flußstrukturen der Grundmasse eine Unterlage oder die Anlage des *s*.

Die Dynamometamorphose hat fernerhin graduell sehr verschieden stark gewirkt. Auf Zertrümmerung folgt bei stärkerer Wirkung die Bildung von Augenstrukturen, für welche wiederum die Einsprenglinge durch ihre Größe Anlaß geben. Bei stärkster Wirkung entsteht ein fein gefältelter Quarz-Serizitschiefer, der aus Lagen von Quarz und Feldspat, genauer ausgedrückt, aus Strängen von Quarz und Serizit aufgebaut ist.

Zu diesem Ergebnis führt die optische Betrachtung allein schon. Rosenbusch (Lit. 9, S. 847 ff.) macht auf diesen Umstand angesichts der deutschen metamorphosierten Quarzporphyre und Verwandten aufmerksam und weist darauf hin, daß in den Grauwacken usw. noch manche serizitische Schiefer enthalten sind, die noch als metamorphosierte Quarzporphyre erkannt werden müssen.

3. Die Vergrünung.

Bei Betrachtung tiefgrüner Vertreter dieser Gesteinsserie sucht man unwillkürlich nach Beziehungen zu chloritischen Schiefern anderer Natur oder zu den Propyliten.

Chloritische Schiefer zeigen oftmals, daß die Chloritführung auf Umwandlung von Hornblende beruht. Dies kommt demnach für unseren Fall nicht in Betracht, weil Hornblende in keinem Vertreter nachzuweisen ist. Versteht man unter Chloritisierung den eben angedeuteten Prozeß, so ist zu sagen, daß die metamorphen Eruptivgesteine der obersteirischen Grauwacke nicht chloritisiert worden sind.

Betrachten wir den Prozeß der Propylitisierung, den Darlegungen Rosenbusch' folgend (Mikroskopische Physiographie II./2, S. 1104 ff.), so gälte dafür folgendes:

Die Propylitisierung von Daziten und Andesiten führt zur Bildung von grünen, viel femische Gemengteile (Hornblende, Chlorit) besitzenden Gesteinen. Es fehlt jedes Anzeichen, daß dynamometamorphe Vorgänge dabei Bedeutung haben, vielmehr dürften solfatare und thermale Umwandlungsprozesse die Ursache der Umwandlung dieser Gesteine sein. Größtes Gewicht fällt auf die Erzführung, Pyrit scheint dabei wesentlich beteiligt. Besonders hervorgehoben wird die Nähe von Erzlagerstätten, welche mit der Propylitisierung in Zusammenhang gebracht werden. Man nimmt entweder an, daß die Erzlager das die Propylitisierung Bedingende seien, oder daß dieselben durch die propylitisierten Gesteine bedingt werden: Klarheit darüber scheint nicht gewonnen worden zu sein.

Mit der Propylitisierung in eben beschriebener Art gibt es in der „Blasseneckserie“ mehrfache Parallelen. Vor allem sei betont, daß die chloritführenden Glieder sich von den übrigen in keiner Weise

als eben im Chloritgehalt unterscheiden. Ferner, daß die Chloritführung nicht mit dynamometamorphen Vorgängen verknüpft ist. Die Belege dazu sind im Abschnitt Chlorit, und im Abschnitt Metamorphose, sowie bei der Besprechung besonders metamorpher Formen zu finden. Ferner sind die in Frage kommenden Gesteine mit Siderit führenden Kalken und den gewaltigen Erzlagern von Eisenerz verknüpft. Nach mir mündlich gemachten Angaben Heritsch' findet man auch Sideritadern in den von mir als vergrünt bezeichneten Gesteinen. Die Rolle des Pyrites in den Propyliten Rosenbusch' fällt hier scheinbar dem Eisenspat zu. Erzpartien, welche nicht alle dem primären Magnetit zuzuzählen sind, findet man in größerer Menge als sonst stets in den grünen Vertretern.

Der Unterschied von den Propyliten besteht also nur darin, daß die Propylite aus Hornblende und plagioklashältigen Gesteinen, Daziten und Andesiten hervorgegangen sind, daß also der Chlorit immerhin ein Umwandlungsprodukt der Hornblenden sein kann (wenngleich die Menge desselben an dieser Ableitung zu zweifeln berechtigt) und daß Pyrit geradezu als Charakteristikum erscheint, während in den betreffenden Gesteinen der Blasseneckserie die Hornblende und der Pyrit nicht enthalten sind und der Chlorit ganz als Einwanderer erscheint.

Rosenbusch (l. c.) warnt übrigens davor, den Begriff Propylit in die Familie der Quarzporphyre und Verwandten zu übertragen.

Aus diesen Gründen möchte ich für den Prozeß der Chloritaufnahme mit Beziehungen zu den Erzlagern bei Quarzporphyren und Verwandten, zum Beispiel den hier beschriebenen Quarzkeratophyren den Namen Vergrünung vorschlagen. Es zeigt sich, wie schon erwähnt, ein weitgehender Parallelismus zur Propylitisierung, die Unterschiede jedoch scheinen mir bedeutend genug, um die Abtrennung davon zu rechtfertigen.

Bei gewissen dichten Vorkommnissen (nach Heritsch Porphyroiden), die felsitischen, äußerlich quarzitischen Charakter zeigen, zum Beispiel vom Flitzengraben (Nr. 82, 266) durchsetzen mit Chlorit ausgefüllte Klüfte das Gestein. Es ist möglich, daß dies der Anfang der Vergrünung ist und daß von solchen Klüften aus der Chlorit in die feinsten Risse der Gesteine weiterdringt.

Wie bei der Propylitisierung, so mögen auch hier thermale Lösungen in einem Teile der Gesteine, eben in den vergrünten, mit Hilfe von Eisen (aus dem Siderit) und mit Hilfe metasomatischer Zersetzungsprodukte des Gesteins (starker Abbau der Alkalisilikate, in den Analysen mehrfach sichtbar) den Chlorit gebildet haben.

Pneumatolytische Vorgänge erfaßten eine andere Gruppe von Vertretern der Serie und lieferten auch andere Produkte.

4. Vererzung.

Die in der Tabelle S. 61 [33] unter der Kolonne „vererzt" geführten Vertreter führen im Vergleich zu anderen Typen auffallend mehr Erz. Dieses ist jedoch nur zu geringerem Teil Magnetit. In den aphanitischen Gliedern, wo die Erzanreicherung besonders auffällig ist, tritt

auch der Turmalin auf, als Zeuge pneumatolytischer Einwirkung. In den massigen Vorkommnissen dieser Art ist das Erz ziemlich gleichmäßig über die ganze Schliffläche verteilt, während mit dem Eintritt der Schieferung eine Orientierung zu gewundenen Schnüren sichtbar wird.

Die Untersuchung jener Erzklümpchen, welche nicht als Magnetit angesehen werden können, weist auf Umwandlungsprodukte aus Eisenspat hin. In einzelnen Schliffen noch sichtbare Pseudomorphosen von Limonit nach Siderit, lebhaft gelb bis gelbbraun gefärbt, gehen in rundliche, unregelmäßig umrissene Klümpchen über, die schwärzliche Farbe annehmen und undurchsichtig sind. Da ich nur sehr vereinzelt blutrote Stellen an Klümpchengrenzen sah, welche als Hämatit gedeutet werden dürfen, getraue ich mich nicht, alle Erzklümpchen zweifelhafter Natur als Hämatit anzusprechen. Die Bauschanalyse der betreffenden Gesteine gibt wegen des Serizitgehaltes, der wiederum den hohen Wassergehalt bedingt, über diese Frage keinen Aufschluß. Die Tatsache des Mitwirkens der Pneumatolyse macht es jedoch wahrscheinlich, daß die fraglichen Erzklümpchen doch Hämatit als Schlußprodukt der Umwandlung des Siderites liefern.

Demnach wären in eine Gruppe von Gesteinen Lösungen eingedrungen, welche dort Siderit absetzten und unter dem Einfluß der Pneumatolyse besonders hätte sich die Umbildung in Hämatit vollzogen, während gleichzeitig aus demselben Anlaß in diesen Vorkommnissen Turmalin erzeugt wurde.

IV. Optische Analysen.

(Siehe dazu die nebenstehende Tabelle „Optische Analysen".)

Von der Ausmessung der Schliffe erwartete ich vor allem Auskunft über die Verhältnisse zwischen Grundmasse und Einsprenglingen, um zu ermitteln, ob zwischen den porphyrisch entwickelten und den einsprenglingsfreien Gliedern Uebergänge bestünden. Ferner sollte sich der wahre Anteil der primären dunklen Gemengteile ergeben. Da bereits im Vorigen dargetan wurde, daß der Chlorit der in Frage kommenden Gesteine nicht aus dem Glimmer abzuleiten ist, so hatte diese Frage besonders für die stark vergrünten Gesteine Bedeutung. Endlich sollte das Verhältnis der bestimmenden Gemengteile Quarz—Feldspäte festgelegt werden, um aus den Werten, besonders aus dem Verhältnis der Einsprenglinge zueinander, die Stellung der stärker metamorphen Glieder erkennen zu können.

Die Ausmessung wurde nach Rosiwals Vorschlägen, unter Beachtung des notwendigen Verhältnisses zwischen Korngröße und Maschengröße der Indikatrix, durchgeführt. Das Verhältnis der Einsprenglinge und Grundmasse, sowie wegen des Vergleiches mit den chem. Analysen auch des etwa vorhandenen Karbonates und der Erze wurden bei allen Analysen in Prozenten dargestellt. Chlorit wurde nicht mitgezählt, er ist somit unter den Zahlen für die Grundmasse verborgen, seinen Anteil habe ich in besonderen Fällen eigens er-

Optische Analysen.

Optische Analyse Nr.	1	2	3	4	5	6	7 a	7 b	7 c	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Chemische Analyse Nr.	—	2	3	4	5	—	7	7	7	8	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Schliff Nr.	234	281	282	283	117	217	56	158	159	102	495	277	276	132	287	289	72	21	280	223
Handstück Nr.	94	26	28	32	56	60	A	A	A	15	6	31	—	112	135	—	8	—	—	66
Quarz	19·9	16·6	19·5	8·2	11·6	11·2	13·8	18·2	10·03	9·3	19·85	8·28	13·56	9·76	6·57	16.1	14·3	17·7	9·8	15·8
Orthoklas	6·0	2·2	7·7	10·17	12·13	6·4	5·3	9·4	8·83	7·5	11·24	9·32	10·48	9·83	7·1	4·3	4·8	?	?	?
Perthit	1·3	3·6	—	—	—	—	—	—	—	2·2	2·0	—	—	—	—	—	—	?	?	?
Plagioklas	9·0	4·3	12·7	8·57	6·5	7·5	8·3	6·8	3·03	6·4	8·68	12·96	6·48	6·17	2·9	3·2	4·5	?	?	?
Biotit	5·7	6·5	7·9	7·1	6·4	5·0	6·8	6·2	3·93	8·3	8·56	0·80	8·92	8·13	6·6	7·6	6·0	4·2	5·3	4·2
Erze	—	0·1	—	1·06	—	—	0·2	—	1·43	—	0·2	0·68	2·00	2·36	1·23	—	0·1	0·6	—	1·5
Carbonate	3·8	—	—	—	—	8·5	0·3	—	3·76	—	—	—	—	2·33	—	—	0·6	3·3	—	1·3
Grundmasse	54·3	66·7	53·2	64·9	63·37	61·4	65·3	59·4	68·99	66·3	49·47	60·76	68·56	61·42	75·60	68·8	69·7	73·2	84·9	77·2
Summe	100·0	100·0	100·0	100·00	100·00	100·0	100·0	100·0	100·00	100·0	100·00	100·00	100·00	100·00	100·00	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0

Unter den Einsprenglingen (ohne Glimmer)

Prozent	1	2	3	4	5	6	7 a	7 b	7 c	8	9
Quarz	54·9	62·2	48·9	30·4	38·4	44·5	50·4	53·0	45·9	36·6	47·5
Orthoklas	16·6	8·2	19·3	37·8	40·1	25·5	19·3	27·3	40·3	29·5	26·9
Perthit	3·6	13·4	—		—	—	—	—	—	8·7	4·8
Plagioklas	24·9	16·1	31·8	31·8	21·5	30·0	30·3	19·7	13·8	25·2	20·8
Summe	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0

Anmerkung.

Chlorit ist nicht mitgezählt.

Wo die Handstücknummern fehlen, ist bloß der Schliff vergleichend zur Arbeit herangezogen worden.

Verzeichnis der analysierten Vorkommen.

(Nummern der optischen Analysen.)

1. Johusbach ober dem Scheidegger.
2. Fuß des Polster, gegen die Stanglalpe.
3. Fuß des Polster, unmittelbar über Präbichl.
4. Zwischen großer Scharte und Lins.
5. h 1650, Spielkogel.
6. Unter h 1903, westlich vom Haberltörl.
7. *a*, *b*, *c*, Liegendes der Erzlager, Eisenerz.
8. h 1754 gegen den Spielkogel.
9. Stolzerhütte—Brunnalpe, beim 1. Kalkzug.
10. Zwischen großer Scharte und Lins.
11. Weg Präbichl—Berghaus, Erzberg.
12. Gruberhube.
13. Zwischen großer Scharte und Lins.
14. Alpenhäuser, Präbichl.
15. Spielkogel unter 1754.
16. Reichenhals.
17. Rötzgraben, Vordernberg.
18. h 1905, Hinterkareck-Kamm.

mittelt, für den Zweck dieser Untersuchung ist er nicht nötig. Bei einer größeren Anzahl von Schliffen wurde dann das Verhältnis Quarz : Orthoklas : Perthit : Plagioklas in Prozenten ermittelt.

Bei den weniger metamorphen Typen ergeben sich hieraus die Schwankungen des obigen Verhältnisses. Fällt dieses Verhältnis bei den metamorphen Gliedern so aus, daß die Wertschwankungen innerhalb der bei dem nicht oder nur wenig veränderten Beispiele verbleiben, so ergibt sich daraus mit ziemlicher Sicherheit deren Stellung.

Der Anteil der Grundmasse ergibt sich in den ungeschieferten, wenn auch stark vergrünten Vorkommen mit 50—70%. (Optische Analysen 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 15.) In geschieferten (1, 10, 11, 12, 14) hält er sich zum Teil in diesen Grenzen, oder (13, 16, 17, 18) er scheint bedeutend höher zu sein. Die Ursache ist darin gelegen, daß in den letztgenannten Beispielen infolge der rasch zunehmenden Zermalmung der Feldspäte und der Durchknetung der von ihnen gelieferten Massen mit Grundmasse eine richtige Abschätzung des Feldspats, beziehungsweise Grundmasseanteils schließlich nicht mehr möglich ist. Da ist es übrigens auch bezüglich des Quarzanteiles aus analogen Gründen sehr schwierig, eine genauer entsprechende Zahl zu erhalten.

Daraus wäre zu folgern, daß zwischen den porphyrischen und den felsitischen Formen ein bedeutender Hiatus besteht.

Der Glimmergehalt bewegt sich bei den unvergrünten nichtgeschieferten Formen und geschieferten Formen in ziemlich nieder liegenden Grenzen von 4 — 7%. Hier muß erwähnt werden, daß bei den geschieferten Formen die Werte sicher zu nieder sind, weil in den stark beanspruchten Formen derselben der nach der Baueritisierung zurückbleibende Erzschleier, der oft allein noch Anhaltspunkte zur Zählung liefert, in vielen Fällen so stark zerrissen ist, daß die Schätzung, welche dann Platz greifen muß, sich innerhalb verhältnismäßig weit gesteckter Fehlergrenzen bewegt. Ich stelle jedoch fest, daß die Schieferung, wie aus den angezogenen Beispielen (16, 17, 18) erhellt, nicht mit einem Anwachsen dunkler Gemengteile (etwa eines auf Kosten reicheren Glimmeranteils entstandenen Chlorites) verbunden ist. Der tatsächliche Glimmergehalt dürfte sich somit zwischen 6 und 7% bewegen oder wenig darüber. Die geschieferten und massigen vergrünten Formen (1, 2, 3, 7, 9, 12 usw.) besitzen 4—9% Glimmer. Da bei starker Vergrünung die Trennung des Glimmeranteiles vom Chlorit schwierig ist, besonders dann, wenn der Glimmer ebenfalls grün ist und sich in den Anfangsstadien der Baueritisierung befindet, so sind die auffallend höheren Werte für Glimmer in 8, 9, 10, 11, 12 sicher als zu hoch geschätzt anzunehmen. Es handelt sich hier um stark vergrünte Gesteine. So hätten wir auch in diesen Gliedern einen Glimmergehalt von 5—7% als richtigen Durchschnitt anzunehmen. Wenige Ausnahmen zeigen einen niedrigeren. Chlorit zeigt sich in den vergrünten Vorkommnissen in Mengen von 8—30% neben dem Glimmer und kann also aus ihm nicht abgeleitet werden. Zumindest müssen größere Teile der zu seinem Aufbau nötigen Substanzen von außen zugeführt worden sein.

Das Verhältnis der Quarzeinsprenglinge zur Gesamtmasse des übrigen Gesteins schwankt schon bei Funden vom gleichen Vorkommen. So zeigen die 3 Schliffe Nr. 56, 158, 159 vom Vorkommen Liegendes der Erzlager Eisenerz, welche von verschiedenen Brocken stammen, einen Quarzeinsprenglingsgehalt von rund 10—14%! Sehr saure Typen, welche auch chemisch durch hohen SiO_2-Gehalt ausgezeichnet sind, besitzen bis rund 20%, bei niedrigerem SiO_2-Gehalt wird auch der Quarzeinsprenglingsgehalt niedriger, zum Beispiel 8—10%. Bei einzelnen vergrünten Typen ist der Quarzgehalt recht hoch, während gleichzeitig im Schliffe viel dunkle Gemengteile, besonders Chlorit, zu sehen sind. In der Analyse äußert sich dies durch hohen SiO_2-Gehalt und gleichzeitig hohen Fe_2O_3-Anteil. (Siehe auch chemischer Teil.) Gerade infolge der Chloritanreicherung und auch einiger anderer Umstände, welche metasomatische Prozesse betreffen, läßt sich eine Regel in bezug auf Quarzreichtum und SiO_2-Gehalt (aus chemischen Analysen) nicht leicht ableiten. In Anbetracht der Verhältnisse, welche bei den Beispielen vom Liegenden der Erzlager von Eisenerz herrschen, muß überdies bedacht werden, daß optische Analyse und chemische Analyse, falls die Materialien zu denselben nicht von einem kleinen Handstück stammen, nicht jene Uebereinstimmung zeigen können, welche man gern sehen möchte.

Unter den Feldspäten überwiegt teils der Plagioklas, teils der Orthoklas. In einzelnen Vorkommen hat der Perthit einen bedeutenden Anteil. Zu diesem Punkte siehe die Ausführungen im chemischen Teil. Im Verhältnis zum Quarz sind die Feldspäte zusammen bald mächtiger, bald bleiben sie hinter demselben zurück. Die sauren Glieder sind jedoch nicht durchwegs jene, welche übermächtigen Quarz besitzen. Doch ist letzterer Schluß nur insofern berechtigt, als, wie es ja meist doch der Fall ist, die chemische und optische Analyse das Material aus derselben Partie des Handstückes besitzen. Das Verhältnis Plagioklas-Quarz muß sich im allgemeinen nach zwei verschiedenen Richtungen hin verändern. Findet nämlich eine Entwicklung nach der trachytischen oder porphyrischen Seite zu statt, so darf man erwarten, daß das Verhältnis Quarz-Plagioklas zugunsten des Plagioklases steigt. Führt die Entwicklung zum dazitischen Typus, so könnte es relativ unverändert bleiben, nur wäre ein Zurücktreten des Orthoklases zu gewärtigen. Tatsächlich scheinen beide Entwicklungen vertreten zu sein. 7a zum Beispiel weist bei hohem Quarzeinsprenglingsgehalt viel Plagioklas auf, während Orthoklas zurücktritt. Das läge also nach der dazitischen Seite hin. Dagegen ist bei 4 und 8 der Prozentsatz der Quarze nieder, jener der Plagioklase ebenfalls, während Orthoklas, beziehungsweise die Summe von Orthoklas und Perthit vorwiegen, womit die Entwicklung nach der trachytischen Seite zu belegt wäre.

Soweit die Beurteilung bei den stark metamorphen, geschieferten Vorkommnissen möglich ist, sind auch dort analoge Verhältnisse anzutreffen (Nr. 10—15 der optischen Analyse). Damit ist deren Zugehörigkeit zu den normal entwickelten Gliedern festgelegt.

Die Anteile an Erz und Karbonat sind meist gering. Wo sich in den auch in der Tabelle enthaltenden Gliedern der Erzgehalt

stärker geltend macht, handelt es sich um opake Anhäufungen von Umwandlungsprodukten des Siderits.

Der Aufbau der Grundmasse erfolgt aus Feldspat und Quarz. Der Feldspat ist jedoch stark umgewandelt, und zwar sowohl in Kaolin als auch in Serizit, meist sind diese beiden Körper vergesellschaftet. Der Quarzgehalt der Grundmasse ist ziemlich hoch. Häufig 30—50%. Doch sind schon im einzelnen Schllff die Schwankungen bedeutend.

V. Chemischer Teil.

(Hierzu die Tabelle Tafel Nr. II.)

Die Analysen 1—11 wurden von mir nach den üblichen Methoden ausgeführt. Die Oxydationsstufen des Eisens wurden nicht getrennt, weil mir eine Diskussion der Ergebnisse und die Projektion nach Beckes Vorschlag auch ohne die Trennung möglich war, und weil mir eine chemische Untersuchung des Chlorits und des Glimmers zum jetzigen Zeitpunkte nicht im Sinne lag. Eine Trennung des Wassers habe ich aus gleichen Gründen unterlassen, möchte jedoch bemerken, daß die Hauptmengen desselben erst bei hohen Temperaturen abgegeben wurden. Die Analysen I bis VII sind Vergleichsanalysen, deren nähere Bedeutung aus der Tabelle (Tafel II) „Analysenergebnisse" entnommen werden können. Der hohe Wassergehalt weist einerseits auf starke Zersetzung hin — Kaolinisierung — anderseits findet er seine Erklärung aus der Gegenwart des Serizites und des Chlorites, bei 1, 10, 11 wohl aus dem Serizitgehalt allein und aus Kaolin, da diese Vorkommnisse keinen Chlorit enthalten.

Die Projektionen wurden nach der Art Beckes ausgeführt.

1. $Si—U—L$.

Aus dem beigegebenen Diagramm (Fig. 21) ersieht man, daß ein Teil der Gesteine bei hohem SiO_2-Gehalt stark kaolinisiert sein müsse (3, 10, 8). Bei Kaolinisierung wird l kleiner. Da bei Serizitisierung ebenfalls ein Abnehmen von l, gleichzeitig jedoch ein Vorrücken in der Richtung nach dem Muskowitpunkte stattfindet, muß man bei 10 gleichzeitige Kaolinisierung und Serizitisierung, bei 8 überragende Serizitisierung erwarten. Alles dies ist wirklich der Fall, doch verursacht bei 10 zu beträchtlichem Teile die Anhäufung von Erz und der damit zu begründende hohe Fe_2O_3-Gehalt das Abrücken nach rechts.

Im übrigen gewahrt man, daß die Projektionspunkte der dargestellten Gesteine ein ziemlich geschlossenes Feld bedecken. 11 macht insofern eine Ausnahme, als es bei ausgesprochen trachytischer Entwicklung (in dem chemisch-mineralogischen Sinn, wie dies früher von mir bei Abhandlung der optischen Analysen gebraucht wurde) stark serizitisiert ist. Damit stimmt das äußere Aussehen und das mikroskopische Bild überein.

Fig. 21.

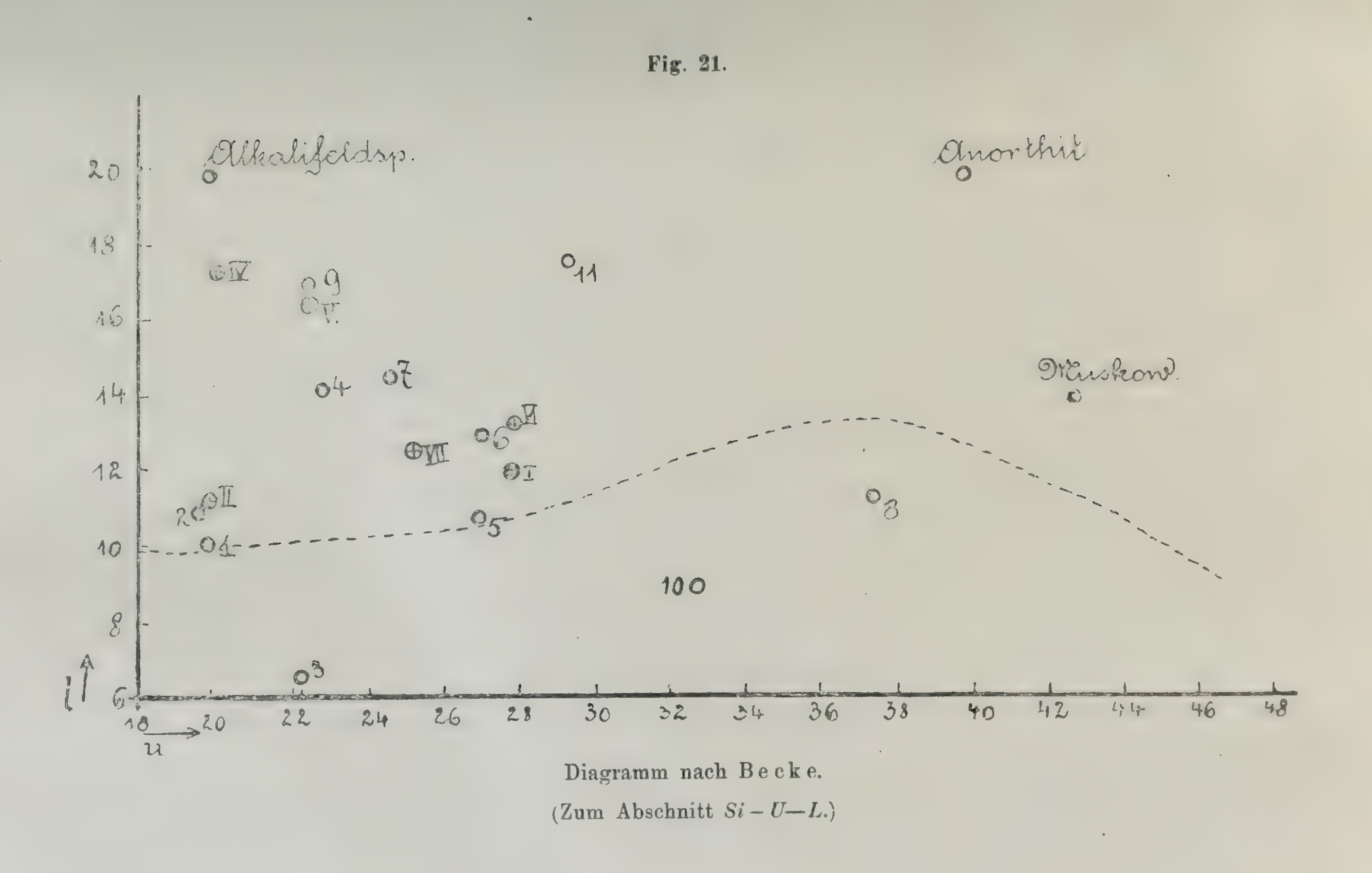


Diagramm nach Becke.

(Zum Abschnitt $Si - U - L$.)

Als mittlere, den Kern der Serie bildende Typen müßten 4 und 7 betrachtet werden. Mit den von der Windgälle bekannten Formen verwandt wäre 9, welcher Punkt mit V und VI benachbart ist. 1 und 2 zeigen Beziehungen zu gewissen sächsischen Quarzkeratophyren II. Durch Kaolinisierung sind die Projektionspunkte etwas herabgedrückt. Die bis jetzt erwähnten Gruppen zeigen wegen ihrer Lage zum Alkalifeldspatpunkt rein quarzporphyrische bis trachytische Entwicklung. Während 6 und VI sowie auch 7 mehr dazitische Entwicklung nehmen. Dies stimmt ziemlich mit den optischen Befunden überein. Doch macht sich Zersetzung und Vergrünung sowie Vererzung sehr störend bemerkbar, wenn man aus der Projektion die Verwandtschaftsbeziehungen erschließen will.

2. *a*, *c*, *f* und *s*.

In dieser Projektion treten die Formengruppen ebenfalls schön hervor.

Zunächst fällt uns die Reihe II, 1, VII, 11, 10 auf. Die Typen sind mit SiO_2 noch beträchtlich übersättigt. Das Vorrücken der Punkte 11, 10 gegen *f* beruht auf Erzaufnahme, wie aus der Durchsicht der Schliffe sich sogleich feststellen läßt. Ansonst sind diese Glieder außerordentlich nahe verwandt. 1 ist der mehrfach erwähnte weiße, seidige Serizitporphyroid, eigentlich Metafelsitfels zu nennen, welcher seinem Chemismus nach ganz sicher als Quarzkeratophyr betrachtet werden muß; 10, 11 sind die dunkelblauen Vorkommen von der Kaiserau, welche ebenfalls einsprenglingsfreie Felsitfelse vorstellen, aber durch die reiche Erzimprägnation unkenntlich geworden sind.

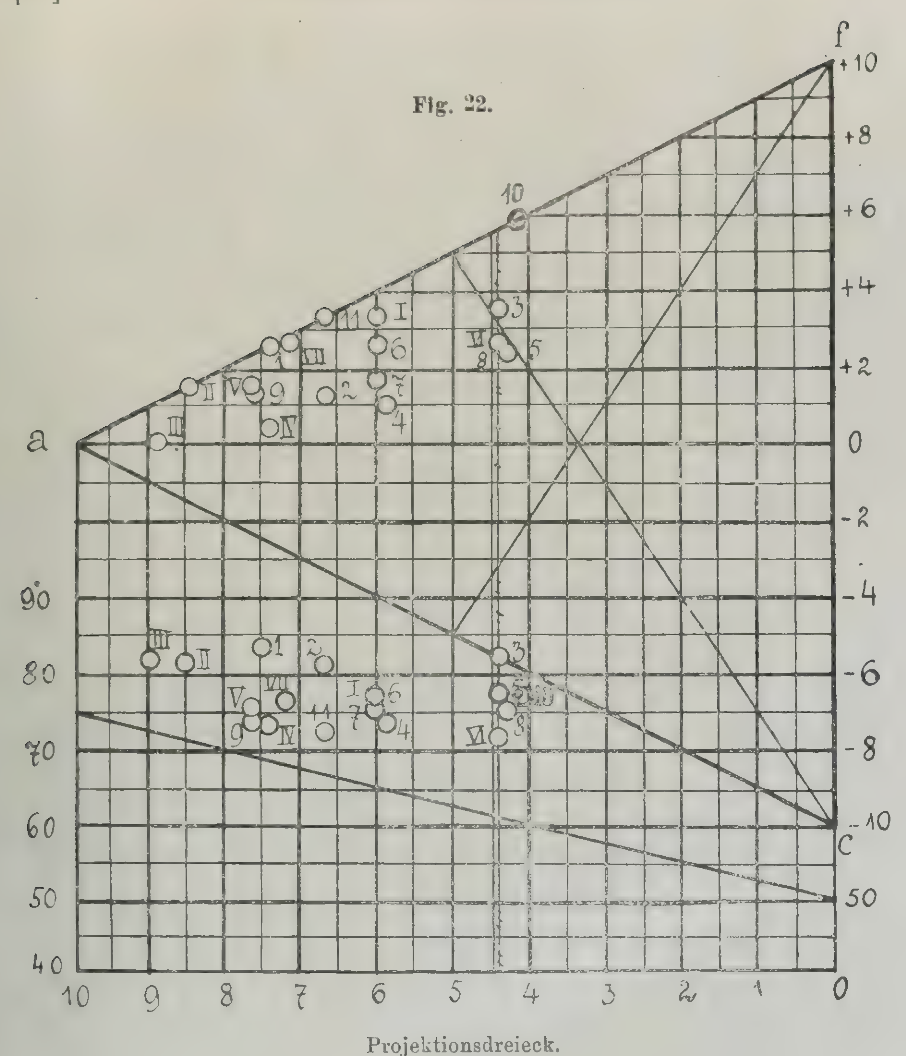
2, 4, 7, 6, 9 stellen wieder mehr oder minder vergrünte Mitteltypen dar, als welche sie ja auch im Verhältnis $Si-U-L$ sich ausweisen. Im Verhältnis zu dem nicht vergrünten Vergleichsgesteine III, IV, V erscheinen sie nach rechts verschoben, die Ursache muß in der Vergrünung gesucht werden. Im Vereine mit der Vergrünung schreitende Kaolinisierung und Serizitisierung bewirkt ein weiteres Vorrücken nach rechts. Deshalb sehen wir dort die Gruppe 3, VI, 5, 8, wovon einzelne Glieder bereits bei der Besprechung des $Si—U—L$-Verhältnisses aufgefallen sind. Die Werte *s* sind für diese Gruppe auffallend hoch. Man darf sagen, daß die Projektionszahlen von *s* sich bei den angedeuteten Umwandlungsprozessen in bezug auf die Sättigungslinie nicht parallel zu ihr, sondern unter spitzem Winkel zu ihr geneigt, nach rechts bewegen.

Verbinden wir die Punkte 2 und 3 im Projektionsdreieck, so erhalten wir ungefähr die Verschiebungsrichtung bei den Umwandlungen.

In bezug auf *s* kann auch hier eine trachytische und dazitische Entwicklung der Glieder beobachtet werden. 3 und 2 nehmen mehr dazitische Entwicklung, 4, 11, 9 mehr trachytische ein.

Dem Verhältnis der Alkalien nach sind alle Glieder der Serie als Quarzkeratophyre zu bezeichnen. Bei den Molekularquotienten ist dies ohne weiteres zu ersehen. Wenn nun die optischen Analysen mehrfach höhere Orthoklas- als Plagioklasanteile ausweisen, so kann die

Fig. 22.



Projektionsdreieck.

(Zum Abschnitt $a-c-f$.)

Erklärung darin zu sehen sein, daß diese Orthoklase zum Teil Na_2O enthalten. Das Auftreten des Perthites würde diese Erklärung ja auch unterstützen.

Zusammenfassend darf ausgesprochen werden, daß die analysierten Glieder chemisch jene Beziehungen zueinander und zu Vergleichsgesteinen, welche als metamorphe Quarzporphyre etc. anerkannt werden, aufweisen, welche eine Zusammenfassung unter den Namen Quarzkeratophyre und Felsitfelse rechtfertigen.

VI. Zusammenfassung und Schluß.

(Dazu Uebersichtstabelle der in dieser Arbeit verwendeten Vorkommen.)

Wie schon in der Einleitung erwähnt, hat Heritsch (l. c.) schon 1912 einen Teil der Blasseneckserie als wahrscheinlich zu den Quarzkeratophyren gehörig betrachtet. Er hat auch darauf hingewiesen, daß bei bestimmten dichten Formen Beziehungen zu Ohnesorges Metafelsitfelsen (l. c.) bestehen. Die Namen Porphyroid, Klastoporphyroid, sollten die metamorphen Glieder von den ohne weiteres als Quarzkeratophyren oder -Porphyren erkennbaren Glieder unterscheiden, es erschien dem genannten Autor auch möglich, daß umgewandelte Tuffe sich beteiligten.

Auf Grund der chemischen Untersuchung darf man tatsächlich die hier bearbeiteten Glieder als Quarzkeratophyre, deren Begleitformen und metamorphe Abkömmlinge betrachten. Das in dieser Richtung von Heritsch erwartete Ergebnis ist also gefunden worden.

Die sonst noch aufgezeigten Tatsachen ermöglichen eine Scheidung in zwei Gruppen. (Siehe Uebersichtstabelle.)

I. Porphyrische Gruppe.

Die Glieder derselben zeigen makroskopisch bei weißer, grauer, hell oder dunkelgrüner Farbe Einsprenglinge von Quarz von 3 bis 8 *mm* Größe, Feldspate von 3 bis 10 *mm* Längenausdehnung und porzellanartigem Aussehen bei weißer bis grauer Farbe, oder auch augen- bis linsenförmige Deformationsprodukte dieser Einsprenglinge. Der Glimmer tritt als Einsprengling weniger hervor, da seine Individuen kleiner sind und überdies sehr häufig eine dunkelgrüne Färbung besitzen, wodurch sie in den vergrünten Gesteinen untertauchen. Die Struktur ist entweder massig oder schiefrig. Einige wenige Glieder sind dunkelgraublau gefärbt und besitzen kleine Limonitnester, welche spärliche braune Fleckchen verursachen.

Diese Typen sind in zwei Reihen zu scheiden.

1. Reihe: Quarzkeratophyre, massig, unverwischte Porphyrstruktur.

2. Reihe: Metaquarzkeratophyre, geschiefert, zum Teil augengneisähnlich, die Porphyrstruktur demnach verwischt.

II. Dichte (aphanitische) Gruppe.

Diese zeigen keine oder sehr kleine unauffällige Quarzeinsprenglinge in sehr geringer Zahl. Die Gesteinsmasse ist weiß, grau, hell bis dunkelgrün oder grau, blau gefärbt. Auch sie zerfallen in zwei Reihen.

1. Reihe: Keratofelsitfelse, massig, mit polyedrischer Klüftung, auf den Klüften Chlorit.

2. Reihe: Metakeratofelsitfelse, geschiefert, nicht geklüftet.

In bezug auf die Metamorphosierung im Mineralbestand sind (siehe Uebersichtstabelle) vier Reihen zu bemerken.

1. Reihe: Unvergrünte Gesteine von weißer bis grauer Farbe.

2. und 3. Reihe: Vergrünte Gesteine. Ursache der Vergrünung ist der eingewanderte Chlorit.

4. Reihe: Vererzte Gesteine mit eingewandertem Erz, welches die graue bis blaue Farbe bedingt.

Uebersicht der in dieser Arbeit verwendeten Vorkommen.

(Systematisch geordnet.)

		Unvergrünt	Schwach vergrünt	Stark vergrünt	Vererzt
Porphyrisch	massig	Johnsbach, 94, 234, grau Große Scharte – Lins, 32, 283, hellgrau	Präbichl – Polster, 28, 282, hell, grünlich 1754, Spielkogel, 15, 102, grau, grünlich 1754, Spielkogel, 8, 71 und 72, grau, grünlich Hinkareckkamm, 66, 223, grau, grünlich 165[illegible], Spielkogel, 56, 117, graugrün Glaslbremse, 26, 281, graugrün	Zeiritzkampel, Süd, 60, 217, grün Stolzerhütte, 6, 495, sattgrün Erzlager Eisenerz A, 56, 57, 158 159, dunkelgrün	Kühkaralpe, 82, 131, dunkelgrau
	geschiefert	1905, Haberltörl, 23, 87, grauweiß Hinkareckgipfel, 68, 225, hellgrau Zeiritzkampel, 70, 227, grau Reichhals, –, 288 u. 21	Kühkaralpe, 83, 129, grünlichgrau Grünangert 111, 139 grau, grünlich Zeiritzalpe, 73, 228, graugrün Präbichl — Berghaus, —, 276 Johnsbach, Scheidegger, —, 254 Rötzgraben, Vordernberg, —, 280	Leobner Gipfel, B, 160, graugrün Gruberhube 112, 132, sattgrün Scharte – Lins 31, 277, grün Zeiritzalpe, –, 101	Leobner, –, 96 Johnsbach, —, 77 Zeiritzkampel, S, 57 214, grau
Dicht	massig	Kaiserau, 58, 113, hellgrau Kaiserau, 2, 68, hellgrau-bräunlich Kaiserau, 6, 70, hellgrau-bräunlich Wildscharte, , 176, schwachgrünlich	Flitzengraben, 82, 266, grau mit chloritischen Lassen Kalblinggatterl, 60, 216, graugrün Flitzenalpe—Wildscharte, 38, 198, graugrün	Kaiserau, 26, 80, dunkelgraugrün Flitzenalpe 8, 171, dunkelgrün	Flitzenbach, 78, 118, blaugrau Kaiserau 32, 97, blaugrau
	geschiefert	Treffneralpe, 17, 178	—	—	Flitzengraben, 12, 173, blaugrau

Wie ersichtlich, sind Glieder aller Horizontalreihen von Vergrünung und Vererzung erfaßt worden.

Der Zusammenhang der Phasen des Metamorphismus.

Aus dem mitgeteilten Tatsachenmaterial ergibt sich folgendes:

Die ganze Serie wurde von metasomatischen Prozessen erfaßt, welche beträchtliche Teile von Grundmasse und Feldspateinsprenglingen in Kaolin, den Glimmer in Bauerit umwandelten.

Hierauf erfolgte eine die Glieder ungleich erfassende Zertrümmerung, ferner die Einwanderung von Chlorit, und darauf die Schieferung und Feinfältelung, welche wieder nur einen Teil der Serie erfaßte.

Diese Schlüsse möchten noch einmal kurz begründet und ihre Beziehungen zu geologischen Vorgängen erörtert sein.

Es ist auffallend, daß die als unvergrünt bezeichneten Gesteine über der Decke der erzführenden Kalke liegen, oder von ihnen durch andere Gesteine getrennt, oder in Löcher der Kalkdecke, also von ihr örtlich freigelassen. Bei den Kaiserauern der Rubrik unvergrünt ist die Stellung unsicher, die Daten über die Lagerung sind Heritsch' Beobachtungen. (Lit. 1.) Währenddem liegen die vergrünten Gesteine unter den erzführenden Kalken. Vergleichen wir nun dazu das über Chlorit und Vergrünung früher Gesagte, so scheint ein Zusammenhang zwischen Zermalmung und Ueberschiebung durch den Kalk einerseits, zwischen Vergrünung und Erzführung des Kalkes anderseits gegeben. Thermale Lösungen mögen mit Hilfe von Zersetzungsprodukten in den Porphyren nach der Ueberschiebung den Chlorit gebildet haben. Um dieselbe Zeit dürfte eine örtlich einsetzende Pneumatolyse in den als vererzt bezeichneten Vorkommen die im Abschnitt Vererzung verzeichneten Veränderungen bewirkt haben.

Daß die Feinfältelung erst nach der Vergrünung und Vererzung stattfand, geht aus dem Abschnitt Metamorphose hervor.

Der Umstand, daß Chlorit und Erze zum Teil ebenfalls mechanisch beansprucht und in s eingestellt worden sind, bietet einen wichtigen Grund dafür. Und von geologischer Seite betrachtet, ist gegen eine zweimalige mechanische Beanspruchung der Gesteine nichts einzuwenden.

Damit wäre auch folgendes übereinstimmend. Die erste mechanische Beanspruchung, anscheinend infolge der Ueberschiebung, beschränkte sich auf eine Zermalmung der Porphyrgesteine. Eine Faltung blieb vielleicht auch aus dem Grunde aus, weil durch die Serizitisierung ohnedies eine bedeutende Raumersparnis erzielt wurde, ein Ausweichen also nicht nötig war. Sobald jedoch durch die Serizitisierung eine weitere Raumverminderung durch Umwandlungen nur mehr in unbedeutendem Maße möglich war, mußte eine neuerliche mechanische Beanspruchung zur Fältelung führen.

Zum Schlusse möchte ich noch darauf hinweisen daß nach Gümbel (Rosenbusch, Lit. 9, S. 844) im Verbande der Quarzkeratophyre des Fichtelgebirges ebenfalls aphanitische Formen derselben auftreten, welche quarzitisches oder hornfelsähnliches Aussehen zeigen.

Das Prokopital südlich von Prag.

Von Dr. Josef Woldřich.

Mit 4 Tafeln (Nr. III [I]–VI [IV]) und einer Textabbildung

I. Einleitung.

Das von uns kartierte Gebiet umfaßt die weitere Umgebung des Prokopitales südlich von Prag zwischen Řepora und der Bachmündung bei Zlichov. Nebst den jungen Decksedimenten treten Silur- und Devonschichten auf. Dem Untersilur gehört die Stufe der Königshofer Schiefer und Kosover quarzitischen Sandsteine d_5 an; vielleicht sind auch die oberen Schichten der Zahořaner Stufe d_4 vertreten. Zum Obersilur gehören die Stufe der Graptolithenschiefer e_1, die Budňaner Kalke e_2 und die Lochkover Kalke f_1; zum Unter- und Mitteldevon die Kalke der Stufe f_2, die Braniker Kalke g_1, die Tentaculitenschiefer (= Dalejer Schiefer) g_2, die Hlubočeper Kalke g_3, die Schiefer und Sandsteine der Hostimer Stufe H. Hierzu treten Diabaslagergänge, Diabastuffe, -decken und -ströme.

Unser Gebiet wird von W nach O vom Prokopibache durchflossen, welcher auch unter dem Namen Hlubočeper oder Dalejer Bach bekannt ist. Der mittere Teil des Tales pflegt auch „V Dalejích" genannt zu werden. In der vorliegenden Arbeit wollen wir einheitlich vom Prokopibache und Prokopitale sprechen.

Das Prokopital gehört zu den schönsten Tälern der nächsten Umgebung Prags; seine steilen, felsigen Abhänge sind von Hlubočep bis etwa zur Neuen Mühle von Nadel- und Laubwäldern bedeckt. Die hohen Felsenwände und zahlreiche Steinbrüche tragen wesentlich zur Erhöhung der Romantik bei. Der Prokopibach reiht sich als Zufluß der Moldau an den im ganzen parallel abfließenden, nördlich von ihm gelegenen Motol- und Scharkabach an, deren Täler auf der mit einer zusammenhängenden Kreidedecke bedeckten oligocänen, mittelböhmischen Fastebene angelegt wurden, während sie heute in Silur-, bzw. algonkischen Schichten vertieft erscheinen. Der epigenetische Ursprung der genannten Täler wurde für das erstere von Čermák (**1**)[1]) und Kettner (**2**), für das letztere vom Autor dieser Arbeit (**3**) näher erörtert. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß auch das

---

[1]) Die in Klammern befindlichen fetten Zahlen weisen auf das Literaturverzeichnis am Ende der Arbeit hin.

Prokopital epigenetischen Ursprungs ist, obwohl in seinem engeren Talgebiete die Kreidesedimente fast völlig der Denudation und Erosion unterlegen sind. Der letzte größere Denudationsrest der ehemaligen zusammenhängenden, weit nach S reichenden Kreidedecke liegt südlich von Prag und nördlich von Butowitz und ist unter dem Namen „Na Vidovli“ bekannt.

Der Verlauf der weichen Schiefer, welche die Stufe g_2 bilden und das Prokopital der Länge nach begleiten, ist überall morphologisch durch eine deutliche Depression zwischen den in ihrem Liegenden und Hangenden befindlichen härteren Braniker (g_1), bzw. Hlubočeper Kalken (g_3) erkennbar. Der Prokopibach vertieft jedoch sein Flußbett größtenteils in harten Kalken, um bloß in einem kurzen Abschnitte westlich der Neuen Mühle und im untersten Teile nahe seiner Mündung sich an den Verlauf der weichen Stufe g_2 zu binden. Dies hängt wohl mit dem epigenetischen Ursprunge des Prokopitales auf der ehemaligen, heute großenteils denudierten Kreidedecke zusammen, auf Grund dessen sich der Bach ungeachtet der Gesteinsbeschaffenheit in den silurisch-devonischen Kreideuntergrund einschneiden mußte.

Der Prokopibach entspringt unweit Třebonic etwa noch 1 *km* gegen NW außerhalb unserer Karte. Das oberste Talgebiet ist allerdings heute trocken, erst bei Kote 326 beginnt der eigentliche Wasserlauf. Der Bach durchfließt zunächst lößartige Lehme in fast östlicher Richtung, biegt dann gegen S um, wobei am westlichen Ufer Lehme, am östlichen Ufer Schichten der Stufe d_5 und Diabase angeschnitten werden. Hierauf durchfließt er in SO-Richtung die Ortschaft Řepora, wobei hauptsächlich am linken Ufer Silurgesteine entblößt sind; und zwar zunächst die obersilurische Stufe e_1, dann die untersilurischen Schichten der Stufe d_5. Südlich von Řepora wendet sich der Prokopibach gegen O, um von da an bis Hlubočep in dieser oder ONO-Richtung abzufließen. Zuerst durchquert er die Stufen d_5 und e_1 sowie die diesen Stufen eingelagerten Diabase bis zur Kote 280; von hier an durchbricht er die Kalksteine der Stufe e_2, f_1, fließt dann selbst über den f_2-Kalken, durchquert weiter die Braniker Kalke (g_1) und die Schiefer der Stufe g_2, um dann etwa bis zur Neuen Mühle die weicheren g_2-Schiefer zur Talbildung zu benützen. Oestlich der Neuen Mühle bis gegen Klukowitz durchbricht er abermals die g_1-Kalke und die g_2-Schiefer. Sein Tal erweitert sich hier auffallend, was einerseits dem Umstande zuzuschreiben ist, daß die weichen Tentaculitenschiefer (g_2) quer über das Tal streichen, anderseits aber mit der Verruschelung der Schichten längs der das Tal durchsetzenden Klukowitzer Verwerfung zusammenhängt. Von Klukowitz an durchfließt der Bach abermals die Braniker Kalke (g_1), durchbricht dann beim Schwarzenberg'schen Kalkofen östlich von den Prokopisteinbrüchen die Tentaculitenschiefer (g_2) und Hlubočeper Kalke (g_3). Von hier an erweitert sich das Tal abermals und der Bach fließt längs der Grenze der steil sich erhebenden, harten Kalke der Stufe g_3 und der weicheren Schichten der Stufe *H* bis zum östlichen Ende von Hlubočep, um von hier an parallel zum hiesigen Muldenschlusse der Kalke g_3 gegen SW umzubiegen. Nach

kurzer Erstreckung durchquert er die Stufe g_3 und erscheint plötzlich gegen SO umgelenkt, was wohl mit einer in dieser Richtung verlaufenden Querdislokation zusammenhängt. Sobald der Bach die weichen Tentaculitenschiefer im Liegenden der Hlubočeper Kalke erreicht hat, benützt er dieselben bis zu seiner Mündung für sein oberstes Talgebiet (Hergettal).

Der heutige Prokopibach hat mit Ausnahme des Butowitzer Baches keine bedeutenderen Zuflüsse. Die seitlich in das Prokopital einmündenden Schluchten sind meist trocken oder wasserarm. Im obersten Laufe des Prokopibaches sowie im Verlaufe des Butowitzer Baches sind deutliche Anzeichen ehemaliger Flußanzapfungen bemerkbar. Ursprünglich mag der Prokopibach südlich von Řepora[1]) in dem bis heute deutlichen Tale bei Kote 313 entsprungen nnd von hier direkt gegen O abgeflossen zu sein. Parallel zum Prokopibache floß ein Bach von Jinočan (westlich außerhalb unserer Karte) her durch das Tal bei Kote 316 westlich von Řepora über das Gebiet dieser Ortschaft nach ONO, wo die Talbildung heute noch deutlich bemerkbar ist, gegen das heutige Butowitzer Tal nördlich von Nová Ves; von hier bei Kote 309 vorbei weiter gegen NO. Zweimal wurde dieser Bach von Zuflüssen des Prokopibaches angezapft. Zunächst mag dies von seiten eines kleinen Zuflusses des Prokopibaches, der vom heutigen Řepora gegen S abfloß, geschehen sein. Hierdurch wurde der obenerwähnte Bach um seinen Oberlauf samt seinem Zuflusse des linken Ufers (= der heutige oberste Lauf des Prokopibaches von Třebonic nach Řepora) beraubt, wodurch das dreifache Talsystem im Ursprungsgebiete des heutigen Prokopibaches entstand. Eine weitere, wahrscheinlich noch kompliziertere Anzapfung fand durch den Butowitzer Bach statt, der ursprünglich einen kleinen Zufluß des Prokopibaches am linken Ufer bildete. Durch Rückerosion bemächtigte er sich des weiteren Laufes eines obengenannten, parallel mit dem Prokopibache gegen O abfließenden Baches. Hiermit hängt der heutige, sonderbare Verlauf des Butowitzer Tales zusammen.

Von älteren geologischen Karten umfassen unser Gebiet insbesondere Krejčí-Helmhackers Geologische Karte der Umgebungen von Prag (1:86.400) und Počtas Geologische Karte der weiteren Umgebung von Prag (1:200.000). Was den topographischen Untergrund unserer geologischen Karte anbelangt, so ist sie dem Meßtischblatte 1:25.000 entnommen. Der Verlauf der Höhenlinien, der sich an manchen Stellen auf dem Meßtischblatte schwer oder nicht verfolgen ließ, wurde in solchen Fällen schematisch ergänzt. Eine populär gehaltene geologische Beschreibung insbesondere des unteren Prokopitales stammt von Počta (4) und von Liebus (5); der westlichste Teil unseres Gebietes mit den Schichtenstufen d_5 und e_1 wurde von Barrande (6) eingehend behandelt.

---

[1]) Vergleiche hierzu die topographische Grundlage unserer geologischen Karte, insbesondere die Talbildung und den Verlauf der Höhenlinien!

II. Verbreitung und petrographische Beschaffenheit der silurischen und devonischen Schichten sowie der Diabase unseres Gebietes.

1. Schichtstufe d_5. — Königshofer Schichten.

Bei Řepora und östlich davon tritt im Querprofile diese Stufe in zwei, bzw. drei durch Graptolithenschiefer der Stufe e_1 getrennten Streifen zutage. (Vgl. die Profile I und II auf Tafel V [III].) Weiter gegen NO ist sie von der jüngeren Sedimentdecke verhüllt und kommt abermals im Butowitzer Tale zum Vorschein, um von hier gegen Radlitz bei Prag zu streichen.

Nördlicher Streifen der Stufe d_5. Wenn wir denselben vom Liegenden ins Hangende verfolgen, so finden wir bei Kote 337 im westlichsten Teile unseres Gebietes oberhalb des Prokopibaches im Hangenden eines Diabaslagerganges zunächst grünlichbraune, etwas kontaktmetamorphe Schiefer. Dieselben enthalten zahlreiche, quarzreiche und harte Konkretionen, deren Inneres von Rissen und Sprüngen durchsetzt ist. Im Hangenden stellen sich Bänke eines quarzitischen Sandsteines ein, die immer mehr und mehr überhandnehmen, bis sie bei Kote 340 oberhalb des westlichen Endes von Řepora völlig überwiegen. Während die Schiefer bei Kote 337 etwa 55° gegen SO einfallen, beträgt das gleichsinnige Einfallen der Sandsteinbänke bloß 25—30°. Innerhalb des nördlichen d_5-Streifens konnte ich vier Diabaslagergänge an der Oberfläche feststellen. In den harten quarzitischen Sandsteinen sind zahlreiche Steinbrüche zur Schottergewinnung angelegt.

Am westlichen Ende der Ortschaft Řepora biegt der Prokopibach gegen N um. Hier sieht man im Liegenden von lichten Schiefern, welche den untersten Schichten der Stufe e_1 entsprechen, braune Schiefer und Quarzite der Stufe d_5; darunter folgt neben dem Wege ein Diabaslagergang, in dessen Hangendem die Sandsteine d_5 kontaktmetamorph umgewandelt sind. Hier ist ein kleiner Steinbruch angelegt, welcher die Sandsteine und den Diabas entblößt. In ersterem fand ich schöne, stylolithenförmige Gebilde. Zwei übereinander lagernde Schichten greifen ineinander vermittels schmalkegelförmiger bis zapfenförmiger, längsgestreifter Fortsätze, die mit einer feinen tonig-limonitischen Rinde bedeckt sind. Beobachtet man die betreffende Schichtfläche des Sandsteines mit den Querschnitten der abgebrochenen Stylolithenzapfen, so sieht man, daß diese unregelmäßige Umrisse aufweisen und oft ineinandergreifen.

Die Stylolithen bestehen aus demselben quarzitischen Sandsteinmaterial, wie das Muttergestein und sind wohl als Druckphänomen tektonischen Ursprungs zu erklären. Gebirgsdruck und chemische Auflösungsvorgänge nach vorhergegangener Horizontalzersprengung des Gesteins wird zumeist zur Erklärung der Stylolithen herbeigezogen, so z. B. von Reis (7). Sollte es sich nicht in unserem Falle um den die Diabasintrusion begleitenden Druck handeln? Interessant ist das

Auftreten von Stylolithen in quarzitischen Sandsteinen, da sie sonst fast allgemein hauptsächlich aus Kalksteinen, insbesondere der Zechstein- und Triasformation angeführt werden.

Westlich von der Haltestelle Řepora treten südlich der Bahnstrecke abermals zerfallene, quarzitische Sandsteinbänke auf, die wohl als Fortsetzung jener Bänke vom anderen Ufer aufzufassen sind.

Mittlerer Streifen der Stufe d_5. Derselbe liegt im Hangenden der sogenannten Kolonie d'Archiac und streicht von Řepora nach NO gegen die nach Prag führende Straße. Zunächst findet man beim Beginne der nach Stodůlky führenden Straße im Hangenden einer Diabasdecke grünliche, sandige Schiefer mit Sandsteinbänken; in ihrem Liegenden treten dann schwarze glimmerreiche Trinucleusschiefer auf. Weiter gegen NO an der Straße Řepora—Prag treten braune Schiefer mit quarzreichen Konkretionen, welche *Trinucleus*- und *Dalmanites*-Reste enthalten, auf. Ebenso sind hier schwarze harte Schiefer mit *Trinucleus Goldfußi Barr.*, schließlich braune, grünlichgefleckte Diabastufflagen mit *Dalmanites Phillipsi Barr.* u. a. zu finden. Letztere kommen auch inmitten der Ortschaft Řepora vor. Am südlichen Gehänge des Tales, welches sich von Řepora gegen NO hinzieht, treten wiederum hauptsächlich grünlichbraune bis lichte, quarzitische Sandsteine auf.

Da der zweite, mittlere Streifen der Stufe e_1 gegen W bei Řepora auszukeilen scheint, verbindet sich hier der mittlere mit dem nördlichen Streifen d_5.

Südlicher Streifen der Stufe d_5. Er streicht vom südlichen Teile der Ortschaft Řepora nach ONO über die Kote 339. Wir finden zunächst im Hangenden des zweiten (mittleren) e_1-Streifens nördlich der Kote 342 braune und grünliche metamorphe Schiefer und Sandsteine mit flachem, südlichem Einfallen. Darüber folgt ein mächtiger Diabaslagergang und dann bei Kote 339 lichte, dichte, quarzitische Sandsteine, glimmerreiche grünliche und graue Sandsteine mit den bekannten fukoidenartigen Gebilden auf den Schichtflächen, schließlich splitterige, quarzige, grünliche, metamorphe Schiefer, die insbesondere südlich der Kote 339 im Prokopitale schön in hohen Wänden aufgeschlossen sind. Man kann diesen d_5-Streifen auch weiter gegen O im Hangenden des Diabaslagerganges verfolgen, obwohl er allmählich in dieser Richtung bedeutend an Mächtigkeit verliert, wie man dies gut in der gegen S verschobenen Scholle nördlich der ersten Mühle östlich von Řepora beobachten kann.

Die Stufe d_5 im Gebiete des Butowitzer Tales. Von Nová Ves im Butowitzer Tale zieht gegen W eine Schlucht, deren nördlicher Abhang der Stufe d_5 angehört und aus quarzitischen Sandsteinen mit braunen Schieferlagen besteht, während am südlichen Abhange bereits Graptolithenschiefer (e_1) auftreten. Auch weiter nördlich, wo das Tal gegen NO ablenkt, sind am rechten Ufer die d_5-Schichten als braune, glimmerreiche Schiefer mit kugeligen Konkretionen gut aufgeschlossen.

2. Schichtstufe e_1.
Littener Schichten. Kuchelbader Graptolithenschiefer.

Auch diese Stufe tritt ebenso wie die vorhergehende in drei, bzw. zwei Streifen im Querprofile auf (vgl. die Profile I und II auf Tafel V [III]).

Nördlicher Streifen der Stufe e_1. Derselbe streicht von den längs der Straße im nordwestlichen Teile von Řepora gelegenen Häusern bei Kote 340 vorbei nach NO. Er ist seit Barrandes Zeiten bekannt als Colonie d'Archiac (6). Man findet zuerst im Hangenden der Stufe d_5 am westlichsten Ende von Řepora lichte dünnblätterige Schiefer, dann schwarze, glimmerige Schiefer mit lichten Zwischenlagen und weiter im Hangenden mit kugeligen Kalkkonkretionen, wie man dies deutlich in dem durch die genannte Häuserreihe entblößten Profile beobachten kann. Schließlich treten in den Schiefern nebst den Kalksphäroiden noch Kalkbänke auf. Dieser Hangendteil der Stufe e_1, welcher unmittelbar an einen dislozierten Diabas angrenzt, ist in einer Grube knapp nördlich von Řepora hinter einem Hause sowie etwas weiter gegen N gut aufgeschlossen. Die Schiefer und Kalkbänke sind in der erwähnten Grube völlig disloziert und zerrüttet, als Beweis für die hier zwischen dem nördlichen e_1-Streifen und mittleren d_5-Streifen verlaufende Längsdislokation. Kopfgroße, ja noch größere Kalksphäroide liegen hier zahlreich herum. Nach NO verschmälert sich bedeutend dieser e_1-Streifen, so daß man an der nach Stodůlky führenden Straße zunächst noch d_5-Schiefer des mittleren Streifens antrifft.

Mittlerer Streifen der Stufe e_1. Derselbe wurde von Barrande (6) als zweite Kolonie bei Řepora angeführt. Man findet ihn östlich von Řepora, nördlich des Weges, welcher hier nach Ohrada führt, wo er den nördlich der Kote 342 auftretenden Rücken bildet. Vorherrschend sind hier harte kontaktmetamorphe Graptolitenschiefer, deren südliches Einfallen 30—60° beträgt. Man kann diesen Streifen fast bis gegen Ohrada verfolgen. Barrande (6) gibt für diese seine zweite Kolonie bei Řepora die Mächtigkeit von einigen Metern an, obwohl dieser Streifen (s. unsere geologische Karte) in der Tat bedeutend mächtiger ist.

Südlicher Streifen der Stufe e_1. Im Hangenden des südlichen d_5-Streifens folgt in normaler Lagerung die Stufe e_1, welche wir von W nach O verfolgen wollen; mächtige effusive Diabase sind ihr eingelagert. Schöne Aufschlüsse findet man zunächst südlich von Řepora am Wege, der vom Bahnviadukte nach S gegen Hinter-Kopanina führt. Graptolithenschiefer wechsellagern hier mit Diabasmandelsteinen, -Tuffen und -Strömen; ferner ist diese Stufe insbesondere am linken Ufer des Prokopibaches östlich des genannten Viaduktes bis hinter die erste Mühle gut aufgeschlossen. Im unteren Teile treten vorwiegend Graptolithenschiefer, im oberen Teile nördlich der Mühle kalkige Schiefer mit brachiopodenreichen Kalkbänken auf, ferner ein

graues kalkig-quarziges Gestein, welches sich als Spongienschicht ergab.

Nordöstlich von der Mühle sind graubraune, weiche Graptolithenschiefer infolge der Einebnung des Abhanges behufs seiner Kultivierung gut aufgeschlossen; hier konnte ich zahlreiche Graptolithen sammeln. Nördlich von Kote 280 im Prokopitale streicht eine Schlucht, an deren nordöstlichem Ende man weiche kalkige Schiefer e_1 mit sandigen Kalkbänken antrifft. Sie enthalten sehr schön erhaltene massive Graptolithen und werden mit Spaten und Schaufel abgetragen, um als kalkiges Düngemittel auf nahe Felder gebracht zu werden. Am nordwestlichen Abhange dieser Schlucht sind den Schiefern vielfach Kalksphäroide und -bänke eingelagert. In letzteren fand ich insbesondere zahlreiche, als typisches Leitfossil auftretende Arethusinen, weshalb ich im weiteren kurz die Schlucht als „Arethusinenschlucht" bezeichnen will. Im Hangenden der Diabasdecke, welche über dem östlichen Abhange der Arethusinenschlucht auftritt, sieht man abermals Graptolithenschiefer mit Kalkbänken, für welche unter anderen inbesondere der Trilobite *Cromus Beaumonti Barr.* charakteristisch ist. Interessant ist es, daß die Kalke hier auch Kohlenstücke einschließen. Die südliche Schichtstufe e_1 endet nun beim Steinbruch „Mušlovka (Muschelsteinbruch)", auf dessen westlicher Wand die Schichtflächen mit zahlreichen Orthoceren bedeckt sind. Darüber folgen bereits kristalline Kalke der Stufe e_1.

Die Stufe e_1 im Butowitzer Tale. Westlich der Klukowitzer Verwerfung bilden schwarze Graptolitenschiefer den südlichen Abhang der von Nová Ves nach W ziehenden Schlucht. Auch im Tale selbst treten südlich der genannten Ortschaft Graptolithenschiefer zwischen Diabastuffen, welche an beide Gehängen des Bachufers zu beobachten sind, auf. In der Nähe der Verwerfung sind die Schiefer stark zerrüttet und disloziert. Oestlich der Klukowitzer Verwerfung findet man die Stufe e_1 zunächst südlich von Butowitz am linken Ufer und im Tale selbst. Südlich der Kote 300 sind den Diabastuffen Graptolithenschiefer mit Kalkbänken aufgelagert, welche zahlreiche Fossilienreste enthalten. Auch inmitten der Diabasdecke, welche sich über die Kote 300 hinzieht, findet man kontaktmetamorphe, graue, dichte Kalkbänke und Schiefer mit ebenfalls stark umgewandelten Kalkkugeln. Der Bach durchfließt dort, wo vom rechten Ufer der Diabassporn nach O vorspringt, kalkige Schiefer der Stufe e_1. Dasselbe findet man am linken Bachufer südlich der Abdeckerei im Hangenden des effusiven Diabases, doch sind die Schichten nahe der Klukowitzer Verwerfung hier stark disloziert.

3. Die Diabase unseres Gebietes.

Die Diabase unseres Gebietes sind wesentlich zweierlei Natur, und zwar intrusiv oder effusiv. Die mittel- bis feinkörnigen intrusiven Diabase bilden fast ausschließlich Lagergänge und bewirken in der Regel eine durchgreifende Metamorphose der Hangend- und Liegendschichten. Die effusiven Diabase erscheinen als Decken

und Ströme nebst mächtigen Tuffablagerungen, auch Tuffite sind nicht selten. Es ist interessant, daß bereits ein scharfsinniger Forscher wie Barrande (6) die zweifache Natur unserer Diabase erkannte, indem er ihr Verhalten gegen die Hangend- und Liegendschichten beobachtete. Hingegen spricht Marr (8) fälschlich von einer Diabasintrusion im Hangendteile der Stufe e_1 im Butowitzer Tale, wo es sich offenbar um effusive Diabasformen handelt.

a) Intrusive Diabase.

Im nördlichen d_5-Streifen kommen zwischen den westlichen Häusern von Řepora und der nördlich davon gelegenen Kote 337 vier Diabaslagergänge vor. Der nördlichste (bei Kote 337) weist kugelige Absonderung auf und enthält stellenweise reichliche Quarzbruchstücke, die wohl einer in der Tiefe bei der Intrusion zersprengten Quarzader entstammen. Dieser Lagergang metamorphosiert die Hangend- und Liegendschichten. Gut ist insbesondere auch der südlichste Lagergang am linken Talufer aufgeschlossen, in dessen Hangendem sich die kontaktmetamorphen Sandsteine mit Stylolithen verfolgen lassen.

Im südlichen d_5-Streifen zieht ein mächtiger Diabaslagergang von Řepora über Kote 339 und 342 hin. Er pflegt kugelige Absonderung aufzuweisen und entsendet dunkle, feinkörnige Apophysen in die Hangendschichten d_5, welche letztere auch quer durchsetzen, was offenbar die intrusive Natur dieses Diabases bezeugt; man kann dies z. B. oberhalb der südlichsten Häuser von Řepora und weiter östlich davon beobachten. Nördlich der ersten Mühle östlich von Řepora kann man diesen Diabaslagergang am östlichen Gehänge ununterbrochen bis über die Kote 342 hinaus verfolgen. Südlich von Řepora tritt beim Bahnviadukte unter einer mächtigen Lehmdecke intrusiver Diabas mit kugeliger Absonderung hervor.

b) Effusive Diabase.

Im nördlichen e_1-Streifen (= Barrandes „Colonie d'Archiac") kommen zwei Diabasdecken vor, beide sind mandelsteinartig. Der nördliche ist gut im Hintergrunde des Hauses Nr. 69 aufgeschlossen, wo man bis heute die Verzweigung, wie sie Barrande (6, Fig. 3) darstellte, beobachten kann. An der Grenze zwischen diesem nördlichen e_1-Streifen und dem mittleren d_5-Streifen, dann weiter gegen O innerhalb der d_5-Schichten befindet sich bei der Schule von Řepora, westlich davon sowie östlich längs der Straße nach Prag an mehreren Stellen ein dichter, graugrüner oder dunkelbrauner bis schwarzer, tuff- und mandelsteinartiger Diabas, in dessen Hangendem die d_5-Schichten naturgemäß nicht umgewandelt sind. Innerhalb des mittleren d_5-Streifens kommen Lager eines braunen, grünlich gefleckten Diabastuffes mit Fossilien vor; so z. B. östlich von Řepora an der Straße Řepora — Prag, in der Ortschaft Řepora selbst usw.

Im südlichen e_1-Streifen sind Diabasströme, -Tuffe und Tuffite überaus zahlreich. Sehr schön sind sie z. B. südlich

von Řepora an der Straße, die von hier an der Kote 342 vorbei gegen S führt aufgeschlossen. Mehrmals wechsellagern hier effusive Diabasdecken, Tuffe und schiefrige, braune und grüngefleckte Tuffite mit Graptolithenschiefern, bis man zu einem prächtigen Diabasaufschluß gelangt, in dem sehr schön die effusive Natur des Gesteins erkenntlich ist. Man sieht zunächst in lockerem, dunkelbraunem Tuffe Diabaslavabomben, darüber folgt ein Diabaslavastrom mit zahlreichen Schieferbruchstücken (hauptsächlich Graptholithenschiefer), die bei der Eruption emporgerissen wurden, so daß er ein breccienartiges Aussehen erlangt. Darüber liegt eine lose, bröckelige Diabastuffschicht mit kugeligen Bomben und schließlich ein mächtiger Blocklavastrom. Weiter im Hangenden überschreitet man nochmals Graptolithenschiefer und eine Diabasdecke. Die südwestliche Fortsetzung dieses effusiven Diabaskörpers ist auch an der Straße Řepora — Hinter-Kopanina angeschnitten.

Ein harter Diabasmandelstein tritt westlich der ersten Mühle im Prokopitale inmitten der Stufe e_1 auf; in seinem Liegenden sind den Graptolithenschiefern lockere Tuffite mit Crinoidenstielgliedern und Trilobitenbruchstücken eingelagert; dieselbe Schicht findet man auch nordöstlich von Kote 280 in der Stufe e_1 vor. Diabasmandelsteine und -Tuffe bilden ferner die Diabasdecke am nordwestlichen Abhange der Arethusinenschlucht, wo in ihm große Pyritkugeln eingewachsen sind. Die gleiche Zusammensetzung weist schließlich auch die Diabasdecke nördlich von Kote 280 am gegenüberliegenden Abhange der Schlucht auf.

Diabaseffusionen im Butowitzer Tale. Westlich der Klukowitzer Verwerfung treten von Nová Ves gegen SO bis fast zur Mündung des Butowitzer Baches zu beiden Ufern desselben Diabastuffe und -Mandelsteine auf. Sie schließen zahlreiche Schieferbruchstücke und Diabaslavabomben ein. In den Schieferbruchstücken findet man sogar öfters Versteinerungen, die ihre Zugehörigkeit zur Stufe e_1 beweisen. Die submarine Diabaseruption fand hier gegen Ende der Stufe e_1 statt; wahrscheinlich folgen auch hier noch über der Diabasdecke die Uebergangsschichten zur Stufe e_2 mit Kalkbänken. Im Terrain konnte ich jedoch dieselben nicht nachweisen.

4. Schichtstufe e_2. — Budňaner Schichten.

Diese Schichtstufe besteht vorherrschend aus kristallinen Kalken, Plattenkalken mit schieferigen Zwischenlagen, Crinoiden-, Brachiopoden- und Orthocerenkalken. Sie streicht in unserem Gebiete südlich von Řepora von Kote 342 über die Anhöhe „Na Požáru“ (Kote 334) ins Prokopital, wo sie in den Steinbrüchen der Firma Biskup-Kvis-Kotrba teilweise aufgeschlossen ist; dann setzt sie ans linke Ufer hinüber, wo insbesondere die kristallinen Kalke dieser Stufe in den „Mušlovka“ genannten Steinbrüchen abgebaut werden. Weiter gegen NO ist die Stufe von jungen Ablagerungen bedeckt, kommt aber wiederum sehr deutlich nördlich der Neuen Mühle zum Vorschein, von wo sie sich bis zum Butowitzer Tale ver-

folgen läßt. Daselbst grenzen an der Klukowitzer Verwerfung die Stufen e_2 und g_2 im Streichen aneinander. Jenseits der genannten Verwerfung tritt die Schichtstufe e_2 über dem linken Ufer des Butowitzer Baches deutlich zutage; weiter nach NO ist sie dann wieder von jüngeren Sedimenten verdeckt.

Sehr schöne Aufschlüsse dieser Stufe findet man auf der Anhöhe „Na Požáru“ (bei Kote 334), wo ein schmaler in e_2 verlaufender Hohlweg in den hohen, verlassenen Steinbruch führt, dessen Boden heute mit Wasser erfüllt ist, ferner im vorderen Steinbruche von Biskup-Kvis-Kotrba am rechten Ufer des Prokopibaches, dann am gegenüberliegenden Bachufer in den „Mušlovka“ genannten Steinbrüchen derselben Firma, ferner nördlich der Neuen Mühle und im Butowitzer Tale insbesondere südlich von Butowitz. Oberhalb des linken Ufers des Butowitzer Baches kann man leicht die Stufe am Talgehänge bis zur Kote 309, ferner im kleinen Steinbruche weiter gegen NO, wo Orthocerenkalke aufgeschlossen sind, verfolgen.

5. Schichtstufe f_1. — Lochkover Schichten.

Die Stufe f_1 wurde bisher in den älteren Arbeiten aus dem Prokopitale nicht angeführt. Als ich in den dunkelgrauen bis schwarzen Kalken, welche den oberen kristallinen Kalkstein der Stufe e_2 gegenüber den großen Steinbrüchen Barta und Tichý (östlich der Kote 280 am linken Bachufer) überlagern, einen schön erhaltenen Flossenstachel von *Machaeracanthus bohemicus Barr. sp.* auffand, kam ich zu der Ansicht, daß diese Kalke der Stufe f_1 angehören könnten, was sich bei den weiteren stratigraphischen Beobachtungen unseres Gebietes bestätigte (siehe S. 82).

Die Stufe f_1 ist im Bereiche des Prokopitales durch graue bis schwarze Kalke vertreten, die insbesondere im Hangendteile Hornsteinknollen und -bänke enthalten. Ihre Lagerung zwischen e_2 und f_2 läßt sich sehr gut an der obengenannten Stelle, ferner nördlich der Neuen Mühle beobachten. Außerdem findet man die Kalke dieser Stufe in mächtiger Entwicklung im bekannten Barrandefelsen, der bereits den Südflügel einer großen Synklinale bildet. Die Plattenkalke wechsellagern mit Schiefern und sind in ausgezeichneter Weise gefaltet, wie es eingehend von Počta (10) beschrieben wurde.

6. Schichtstufe f_2.

Diese Stufe ist in unserem Gebiete in nur geringer Mächtigkeit entwickelt. Sie besteht aus grauen und rötlichen, körnigen bis fast dichten, kristallinen Kalken. Aufschlüsse findet man besonders im Steinbruche „Na Požáru“, im vorderen (südlichen) Steinbruche Biskup-Kvis-Kotrba, nördlich der Neuen Mühle, am linken Ufer des Butowitzer Baches, schließlich knapp nördlich vor dem Barrandefelsen, wo rötliche Kalke dieser Stufe gegenüber den Stufen f_1 und g_1 in ihrem Liegenden, bzw. Hangenden nur sehr geringe Mächtigkeit aufweisen.

7. Schichtstufe g_1. — Braniker Schichten.

Man kann diese Schichtenstufe fast im ganzen Prokopitale von Zlichov über Hlubočep bis auf die Anhöhe „Na Požáru“ südöstlich von Řepora verfolgen. Bis St. Prokop findet man sie am linken Ufer, von da bis vor dem Steinbruch Barta und Tichý zu beiden Seiten des Baches, weiter nach W tritt die ganze Stufe auf das rechte Ufer hinüber. Die westlichsten Aufschlüsse und Steinbrüche in dieser Stufe sind auf der Anhöhe „Na Požáru“. Sehr gut läßt sich auch die ganze Schichtfolge längs der Prag — Kuchelbader Straße vom Gasthause „U Dědku“ bis zum Barrandefelsen verfolgen, ebenso im Bereiche des St. Prokopisteinbruches und westlich davon, insbesondere in den Steinbrüchen Barta und Tichý, Biskup-Kvis-Kotrba und „Na Požáru“.

Beobachtet man die Schichtenfolge in dieser Stufe von unten nach oben, so findet man in unserem Gebiete in der Regel zunächst graue oder rötliche, oft in Knollen zerfallende Kalke, hierauf folgen massige, gewöhnlich graue Kalke in dickeren Bänken, die stellenweise überaus mächtig sind, wie z. B. bei St. Prokop und in den obenerwähnten Steinbrüchen. Darüber liegen oft gefaltete Kalkbänke, die allmählich reichlich Hornsteinknollen und -bänke aufnehmen und die obere Abteilung der Stufe g_1 charakterisieren. Dann folgt unter Abnahme des Hornsteines ein allmählicher Uebergang in die Stufe g_2 statt. An zahlreichen Stellen findet man unterhalb der dünnbankigen hornsteinreichen Bänke einen kristallinen grauen, crinoiden-, bryozoen- und korallenreichen Kalkstein, so z. B. bei der Kapelle an der Prag—Kuchelbader Straße, westlich von St. Prokop usw. Außerdem enthält die Stufe g_1 auch spröde gelbliche, graue oder rötliche dolomitische Kalksteine. Zwischen den Kalkbänken liegen oft kalkige Schiefer.

8. Schichtstufe g_2. — Dalejer Schichten, Tentaculitenschiefer.

Die Stufe g_1 geht durch Aufnahme von Schieferlagen allmählich in die Stufe der grünlichgrauen bis rötlichen Tentaculitenschiefer über. Man kann sie zunächst von W nach O in der Schlucht südlich der Kote 280 und des Steinbruches Barta und Tichý antreffen, von hier streichen sie nach NO in das Prokopital. Bereits vor der Neuen Mühle steigen sie wiederum auf den rechten Uferabhang hinauf bis südlich von Klukowitz; jenseits der Klukowitzer Verwerfung findet man sie abermals nördlich der Ortschaft. Von da lassen sie sich über das Jägerhaus gegenüber den St. Prokopsteinbrüchen verfolgen, setzen dann beim Schwarzenbergschen Kalkofen auf das linke Ufer hinüber; von hier an bis zum Wächterhause der Buštěhrader Bahn, in deren Einschnitt sie bloßgelegt sind, werden sie von zahlreichen Querbrüchen durchsetzt und in gegeneinander verschobene Schollen zerlegt. Der [illegible]dflügel der Synklinale tritt an der Prag — Duxer Bahn im Hangenden des Korallenriffes des Švagerkahügels zutage, streicht in das Hergettal und weiter nach SW längs der in dieser Richtung führenden Schlucht, in der die Schiefer mehrfach zutage treten.

9. Schichtstufe g_3. — Hlubočeper Schichten.

Die Stufe g_2 geht durch Aufnahme von Kalksteinknollen und -bänken allmählich in die Stufe g_3 über. Verfolgt man diese vom Liegenden ins Hangende, so findet man eine ziemlich ähnliche petrographische Ausbildung wie in der Stufe g_1. Zuunterst befinden sich graue bis rötliche, knollige Kalkbänke, dann folgen massige dickbankige Kalksteine, schließlich dünnplattige Kalke mit Hornsteinknollen und -bänken und Schieferlagen.

Am westlichsten traf ich die Stufe g_3 in der bei Stufe g_2 bereits erwähnten Schlucht südlich der Steinbrüche Barta und Tichý; von hier streicht sie nach NO bis zur Bahnstrecke, welche etwa bis zur Kote 261 an der Grenze zwischen g_2 und g_3 verläuft. Die weitere Fortsetzung findet man dann bei Kote 306 und nordöstlich von dieser. Von der Ortschaft Klukowitz kann man diese Stufe über Kote 301 bis oberhalb des Jägerhauses gegenüber St. Prokop verfolgen, dann ist sie etwas gegen S verschoben und setzt nordöstlich von Kote 266 auf das linke Bachufer hinüber, um von da an bis östlich von Hlubočep die schönsten Aufschlüsse zu bieten. Oestlich von Hlubočep unterhalb des Kreuzes kann man gut die Umbiegung der Schichten am Muldenschlusse beobachten; die Kalke g_3 weisen hier z. B. eine Streichrichtung von NNW—SSO mit westsüdwestlichem Einfallen auf. Im Südflügel findet man die Fortsetzung der Stufe g_3 im Herget-schen Parke (Kote 232), wo ein großer Steinbruch angelegt ist; gegen SW ist sie dann noch in einigen kleineren Steinbrüchen längs des Weges, welcher nach der Hlubočep—Sliwenetzer Straße führt, aufgeschlossen.

In der Regel ist der mittlere Teil der Schichtstufe abgebaut, so daß nach ihm z. B. westlich und östlich von Hlubočep ein tiefer Hohlweg zwischen den steilen Liegend- und Hangendwänden übrig blieb. Die Knollenkalkbänke des Liegendteiles sind insbesondere bei Hlubočep, in den Steinbrüchen von Wildmann (jetzt der böhmischen Industrialbank gehörend) und im Herget'schen Parke entblößt. Die dünnplattigen Kalke mit Hornsteinen des Hangendteiles kann man gut bei Hlubočep, bei Kote 266 südlich vom Schwarzenberg'schen Kalkofen, bei Klukowitz und westsüdwestlich der Neuen Mühle beobachten. Im Südflügel sind dieselben schön beim Steinbruche unweit des Viaduktes südwestlich von Kote 232 aufgeschlossen und man kann daselbst auch den allmählichen Uebergang zur Stufe *H* verfolgen.

10. Schichtstufe *H*. — Hostimer Schichten.

Diese Stufe ist im Bereiche unserer Karte größtenteils von jüngeren Sedimenten bedeckt. Zutage tritt sie insbesondere in der Umgebung von Holin, bei Klukowitz, südlich von der Hlubočeper Bahnstation, im Bahneinschnitte der Buštěhrader Bahn südöstlich davon und knapp nördlich beim Hause der Firma Barta und Tichý in Hlubočep. Sie besteht vorwiegend aus Tonschiefern, Grauwackenschiefern und Sandsteinbänken.

III. Stratigraphische und paläontologische Beobachtungen in unserem Silur-Devongebiete.

1. Schichtstufe d_5.

Nördlicher d_5-Streifen. Daß sein Hangendteil, welcher sich unmittelbar im Liegenden der sogenannten Colonie d'Archiac befindet und aus quarzitischen Sandsteinen mit braunen Schieferlagen besteht, seiner stratigraphischen Lagerung und petrographischen Beschaffenheit nach der Stufe d_5 angehört, unterliegt keinem Zweifel. Im Liegendteile fand jedoch Barrande (**6**, S. 32—37) eine Fauna, die sehr an d_4 erinnert. Es ist demnach nicht ausgeschlossen, daß derselbe bereits einem oberen Horizonte der Stufe d_4 angehört.

Mittlerer d_5-Streifen. Auch hier findet man im Liegendteile vornehmlich braune und schwarze Schiefer, ferner Diabastuffe, während im Hangendteile quarzitische Sandsteine vorwalten. Die an der Kreuzungsstelle der alten und neuen Straße nach Stodůlky auftretenden schwarzen, glimmerigen Tonschiefer mit *Trinucleus*, *Dalmanites*, *Nucula*, *Leda* u. a. erinnern petrographisch und faunistisch vielfach an manche Schiefer der Stufe d_4, z. B. bei Groß-Kuchelbad, deren Alter neuerdings Želízko (**11**) auf Grund der von ihm hier gesammelten Fauna feststellte. Hiermit stimmt auch die reichliche von Ingenieur Hanuš hier gefundene Fauna überein. Es ist also möglich, daß man es im unteren Teile dieses Streifens mit einem oberen Horizonte von d_4 zu tun hat. Weiter gegen NO an der Straße Prag—Řepora treten ähnliche Schiefer mit denselben Konkretionen wie im nördlichen Streifen bei Kote 337 zutage; sie enthalten unter anderen *Trinucleus Goldfußi Barr.* und *Dalmanites Phillipsi Barr.*

Barrande (**6**) führt aus Schiefern an der oberen Grenze der Colonie d'Archiac und des mittleren d_5-Streifens eine Mischfauna an, die teils seiner Fauna III, teils der Fauna II angehört. Zu ersterer gehören *Cardiola interrupta Sow.* und *Monograptus priodon Bronn*; zu letzterer *Dalmanites Phillipsi Barr.*, *Dalm. socialis Barr.*, *Nucula bohemica Barr*, *Orthis*, *Hyolithus* und *Cytherina fugax Barr.* Wenn man die große Längsstörung (siehe S. 96) im Hintergrunde eines Hauses im nördlichen Řepora in der Grube aufgeschlossen sieht, so wird man sich nicht wundern, daß in ihrer Nähe infolge der innigen Verknetung und Verruschelung der aneinanderlagernden d_5- und e_1-Schichten beide Faunen angetroffen wurden. Weiter werden von Barrande aus dem mittleren d_5-Streifen *Trinucleus Goldfußi Barr.*, *Dalmanites socialis Barr.*, *Calymene declinata Cord.*, *Homalonotus*, *Orthoceras* u. a. angeführt.

Südlicher d_5-Streifen. Hier wurden überhaupt keine Versteinerungen vorgefunden; überdies sind die Schichten durch den mächtigen Diabaslagergang stark metamorphosiert.

2. Schichtstufe e_1.

Nördlicher e_1-Streifen (= Barrandes Colonie d'Archiac). In den tiefsten Schichten, welche meist als schwarze, glimmerige Schiefer ausgebildet sind, fand ich *Monograptus lobiferus McCoy*. Oberhalb der Mitte dieses Streifens stellen sich Kalksphäroide und -bänke ein, die mit kalkigen Schiefern wechsellagern; daselbst fand ich u. a. *Monograptus vomerinus Nich.*, *Mon. priodon Bronn*, *Aptychopsis primus Barr.*, verdrückte *Orthoceren* usw.; in der dislozierten Hangendpartie tritt *Monograptus colonus Barr.* auf. Es lassen sich also im südwestlichen Teile dieses Streifens, wie bereits Marr (**8**, S. 611) darauf aufmerksam gemacht hatte, die in e_1 üblichen drei Graptolithenzonen verfolgen. Marr führt allerdings noch mehr Graptolithenreste aus jeder der drei Zonen an. Barrande (**6**, S. 24 u. 25) fand in unserem nördlichen e_1-Streifen, hauptsächlich in den Kalksphäroiden und -bänken, eine reiche Fauna von etwa 57 Arten.

Mittlerer e_1-Streifen. In den kontaktmetamorphen lichtgrauen bis schwarzen Graptolithenschiefern dieses Streifens, welcher Barrandes (**6**) zweiter Kolonie bei Řepora entspricht, fand ich *Monograptus spiralis Gein.*, *Mon. densus Pern.*, *Mon. retusus Pern.* u. a. Barrande (**6**) führt nahe des westlichen Endes dieser Kolonie in den Graptolithenschiefern mehrere Kalksphäroide mit *Orthoceras*-Fragmenten, ferner *Monograptus priodon Bronn* und *Retiolites Geinitzianus Barr.* an. Durch letztere ist der mittlere Graptolithenhorizont festgestellt, während meine Funde speziell etwa auf die Basis der Retiolithenschiefer hinweisen. Marr (**8**, S. 613) konnte hier keine Graptolithen auffinden.

Südlicher e_1-Streifen. Im südwestlichen Teile desselben treten die Graptolithenschiefer gegen die mächtigen Diabasströme und -tuffablagerungen in den Hintergrund. Dagegen kann man weiter gegen NO mehrere sehr charakteristische Horizonte in diesem Streifen verfolgen. Am linken Ufer des Prokopibaches gegenüber dem Wächterhause (nordwestlich von Kote 280) befindet sich ein bereits früher erwähnter, nunmehr kultivierter Abhang, wo e_1 behufs Einebnung desselben abgetragen wurde. Die tiefsten Schichten der Stufe e_1 sind hier nicht aufgeschlossen. In graubraunen, weichen und kalkigen Schiefern fand ich folgende Graptolithenarten: *Monograptus priodon Bronn*, *Mon. vomerinus Nich.*, *Retiolites Geinitzianus Barr.*, *Cyrtograptus Murchisoni Carr.*, *Stomatograptus Tornquisti* (= *Stom. grandis Suess*), *Monograptus capillaris*; außerdem *Aptychopsis* u. a. Insbesondere erstere vier Arten weisen auf den mittleren Graptolithenhorizont der Stufe e_1 (Marrs Priodontenzone) hin. Es ist dieselbe Vergesellschaftung von Graptolithen, wie sie nach Perner (**12**, S. 7) auch in einem Horizonte der Stufe e_1 vorkommt, in welchem bereits Kalksphäroide und -bänke auftreten, was bei uns allerdings nicht der Fall ist. Mit Recht weist demnach Perner darauf hin, daß bei einer oft üblichen Trennung unserer Stufe e_1 in $e_{1\alpha}$ und $e_{1\beta}$ die Priodontenzone auf beide so getrennten Teile der Zone e_1 ver-

teilt wäre. Eine solche Zweiteilung, bei welcher die unteren Graptolithenschiefer als $e_{1\alpha}$, die obere aus Graptolithenschiefern mit wechsellagernden Kalksphäroiden und -bänken bestehende Zone als $e_{1\beta}$ bezeichnet wird, entspricht also allein dem petrographischen Charakter der Schichten, ist aber nicht vom paläontologisch-stratigraphischen Standpunkte verwertbar, da überdies die Kalksphäroide und -bänke an verschiedenen Lokalitäten in verschieden hohen Horizonten der Stufe e_1 auftreten.

Der beschriebenen Graptolithenschieferzone ist ein Diabastuff mit spärlichen Versteinerungen eingelagert.

In einem höheren Horizonte, welcher vom ersteren durch eine mächtige Diabasmandelsteindecke getrennt wird, befindet man sich weiter gegen O in der Arethusinenschlucht (siehe S. 69) nördlich der Kote 280 im Prokopitale. Hier beginnen bereits am nordwestlichen Gehänge Kalksphäroide und -bänke aufzutreten. Am oberen nordöstlichen Ende der Schlucht findet man in weichen Schiefern und Sandsteinen sehr schön erhaltene, massive Monograpten aus der Gruppe *Priodon.* Darüber folgt in dünnschieferigen dunklen Kalkbänken ein typischer Horizont mit zahlreicher *Arethusina Konincki Barr.* Viele schön erhaltene und nicht zerdrückte Exemplare dieses Trilobiten kann man hier aufsammeln. Barrande (6) führt *Arethusina Konincki* aus e_2 bei Ohrada an, Perner (12) fand sie daselbst in Fragmenten und selten; hiernach dürfte es sich wohl um einen nahen anderen Fundort handeln.

Zusammen mit *Arethusina Konincki* treten in diesem Horizonte der Stufe e_1 *Bronteus planus* (?) *Cord.* und *Acidaspis mira Barr.*, also zwei Trilobiten, die auch von dem Lodenitzer Arethusinenfundorte bekannt sind, auf. In beiden Fällen handelt es sich ohne Zweifel um die Stufe e_1 und keineswegs um e_2, da daselbst auch *Monograptus priodon Bronn* auftritt. Für Lodenitz wies auch Perner (12) darauf hin. Von anderen Versteinerungen fand ich noch Graptolithen, verkieste Orthoceren und schlecht erhaltene Brachiopoden.

Knapp unter den Arethusinenbänken kommen in den Graptolithenschiefern zahlreiche Kalksphäroide vor; sie enthalten viele und recht schön erhaltene Versteinerungen, und zwar: *Arethusina Konincki Barr.*, *Phacops Glockeri Barr.* mit hohem Pygidium und an *Dalmanites* erinnerndem Kopfschilde, *Proetus sp.*, *Sphaerexochus mirus Beyr.*; *Aptychopsis*, *Ceratiocaris*; *Orthoceras dulce Barr.* u. a.; *Cyrtoceras sp.*; Gasteropoden; *Cardiola*, *Dualina*, *Sláva* u. a.; mehrere Arten der Brachiopodengattungen *Atrypa* und *Spirifer*; massive, sehr schön erhaltene Exemplare von *Monograptus priodon Bronn*, *Mon. vomerinus Nich.* usw.

Ueber diesem Horizonte folgt eine Diabasdecke, die hauptsächlich aus Mandelsteinen besteht; darüber dann der höchste Horizont unseres südlichen e_1-Streifens, in dem die kalkigen Einlagerungen allmählich überhandnehmen und die Graptolithenschiefer in den Hintergrund treten. Charakteristisch für diesen Horizont sind graubraune und graue Kalkbänke, auf deren Schichtflächen man massenhaft hauptsächlich Pygidien von

Cromus (*Encrinurus*) *Beaumonti Barr. sp.* antrifft. Außerdem fanden wir hier mit Herrn Ingenieur Hanuš *Cheirurus insignis* (?) *Barr. Orthoceras sp.*, *Lituites sp.*, *Prosoptychus plebejus Pern.*, pleurotomarienartige Gastropoden, Cardiola, Atrypen, Rhynchonellen und in charakteristischer Menge auch *Cyrtia trapezoidalis His*; schließlich schlecht erhaltene Graptolithen und Crinoidenstielglieder. Interessant sind auch die in den *Cromus*-Kalkbänken vorkommenden Kohlenstücke.

Dieser höchste Horizont endet im Steinbruche „Mušlovka“ mit einer steilen Felswand, auf der zahlreiche Orthoceraten sichtbar sind. Darüber folgt dann bereits kristalliner Kalk der Stufe e_2.

In anderer Entwicklung findet man den südlichen e_1-Streifen südlich von Řepora längs des Weges, der von Řepora östlich an Kote 342 vorbei ins Radotinertal führt. Ich beobachtete hier folgende Schichtfolge: Diabasmandelstein, metamorphe Schiefer, Diabastuff, wechsellagernd harte, kontaktmetamorphe und nicht umgewandelte Graptolithenschiefer, schließlich folgt eine Diabastuffdecke, ein Diabasstrom mit Tufflagen. In den Tuffen liegen große Diabaslavabomben, emporgerissene Schieferbruchstücke usw.

Im Prokopitale östlich von Řepora bis zur ersten Mühle findet man in der südlichen Stufe e_1 folgende Lagerungsverhältnisse. Unweit über den untersten Schichten dieses e_1-Streifens liegen Schiefer mit *Cyrtograptus Murchisoni Carr.* u. a. Den Schiefern eingelagert sind ein bröckeliger Diabastuff und Diabastuffite mit Crinoidenstielgliedern, Brachiopoden, Trilobitenbruchstücken u. a. Darüber stellen sich bereits reichlich Kalkbänke mit Crinoiden und Brachiopoden ein.

Interessant ist eine hier auftretende Bank eines graugrünlichen, kalkig-quarzigen Gesteines, welches sich im Dünnschliffe als Spongienschicht ergab. Es enthält in großer Anzahl Spongiennadeln, die an *Pyritonema bohemicum* (*Katzer*) erinnern. Katzer (**13**) beschrieb die Spongiennadeln aus Kalkhornsteinplatten der Stufe f_1 als *Acanthospongia bohemica*, Počta (**14**), wies sie der Gattung *Pyritonema* zu und machte auf Infiltrationen im Kanale der Spongiennadeln, wie sie auch in unserem Falle vorkommen, aufmerksam. Počta fand solche auch in Hornsteinknollen der Stufe g_1.

Von den aus unserem südlichen e_1-Streifen hier angeführten und aufgefundenen Versteinerungen findet man bei Barrande (**6**, S. 48) ohne nähere Angabe der Lokalität („e_1 *au midi de Ržépora*“ oder „*au droit de Ržépora*“): *Arethusina Konincki*, *Cromus* (*Encrinurus*) *Beaumonti*, *Phacops Glockeri*, *Sphaerexochus mirus*, *Atrypa*, *Spirifer*, *Monograptus priodon* und *Retiolitis Geinitzianus*.

In ähnlicher Ausbildung wie in unserem südlichen e_1-Streifen scheint diese Stufe auch bei Dobřič—Zbuzan westlich von unserem Gebiete ausgebildet zu sein. Nach Vála-Helmhacker (**15**, S. 111) liegen etwa im zweiten Drittel der gesamten Mächtigkeit der Stufe e_1 auf Diabastuffen Graptolithenschiefer mit grauen Kalksteinbänken mit *Arethusina Konincki, Cheirurus*, *Bronteus*, *Proetus*, *Atrypa reticularis* u. a.; im Hangenden dieser Kalksteine besteht das

obere Drittel der Stufe e_1 daselbst aus Diabastuffen und Tuffschiefern mit zahlreichen Kalkkugeln.

Die Stufe e_1 im Butowitzer Tale. Westlich von der Klukowitzer Verwerfung fand ich in den Graptholithenschiefern nur spärliche, schlecht erhaltene Graptolithenreste. Oestlich von der genannten Dislokation besteht die Stufe e_1 vorwiegend aus Diabastuffen und -strömen, denen Graptolithenschiefer, bzw. auch Kalkbänke und -sphäroide eingelagert sind. Die Diabastuffe enthalten hier stellenweise, wie es bereits Barrande bekannt war, Versteinerungen, z. B. etwa 200 *m* südlich von Butowitz Orthoceraten, Trilobiten u. a. Das Diabastufflager, welches über Kote 300 nach NO hinzieht, enthält kontaktmetamorphe Graptolithenschiefer, Kalkbänke und -sphäroide. Im Hangenden der Tuffdecke folgen dann Graptolithenschiefer und schwarze Kalkbänke mit schlecht erhaltenen Versteinerungen, von denen ich *Arethusina Konincki*, *Bronteus*, *Orthoceras* und Brachiopoden vorfand. Es handelt sich hier wohl um denselben Horizont, der weiter westlich in der Arethusinenschlucht auftritt (vgl. S. 77).

3. Diabase.

Das Alter der Diabasintrusionen kann in unserem Gebiete allerdings nur relativ festgestellt werden. Man findet intrusive Diabase hier in den Stufen d_5 (eventuell d_4) und e_1, so daß die Intrusion jünger als letztere Stufe sein muß.

Das Alter der effusiven Diabase kann jedoch viel näher bestimmt werden. Man findet zunächst Diabastuffe und Tuffite in den Schichten der Stufe d_5 eingelagert, ebenso im mittleren Teile der Stufe e_1 und etwas unterhalb desselben, wohl in Marrs Priodontenzone; am bezeichnendsten sind jedoch die großen Diabaseruptionen mit Lavaströmen und Tuffen, die gegen Ende der Stufe e_1 stattfanden. Man kann sie überall innerhalb der Stufe e_1 in unserem Gebiete verfolgen, so insbesondere südlich von Řepora, östlich von Řepora im Bereiche der Arethusinenschlucht, längs des Unterlaufes des Butowitzer Baches an beiden Talufern, südlich und südwestlich von Butowitz (Kote 300).

Wähner (9, S. 52) äußert sich über die Diabase des Butowitzer Tales in folgender Weise: „Daß viele in e_1 vorkommende Diabasergüsse jünger sind als die Graptolithenschiefer, geht auch daraus hervor, daß sie oft zahlreiche gehärtete Stücke und kleine Schichtenpakete dieser Gesteine enthalten, z. B. im Butowitzer Tale.“ Dies ist allerdings richtig; die Diabastuffe sind hier jünger als die untere Abteilung der Stufe e_1, welche vornehmlich aus Graptolithenschiefern besteht. Die Eruption fand jedoch noch zur Zeit der Stufe e_1, statt und zwar gegen Ende derselben, wie dies die den Diabasergüssen und -tuffen, zwischengelagerten, metamorphen Graptolithenschiefer mit Kalksphäroiden und -bänken südöstlich von Butowitz bei Kote 300 beweisen.

4. Schichtstufe e_2.

Diese Schichtstufe ist an mehreren Stellen sehr gut aufgeschlossen so daß man die stratigraphischen Verhältnisse beobachten und zahlreiche Versteinerungen aufsammeln kann.

Mušlovka (Muschelsteinbruch). Eine Reihe von Steinbrüchen, die unter diesem Namen bekannt sind, befindet sich am linken Ufer des Prokopibaches östlich von Kote 280. Die Stufe beginnt im Hangenden der früher erwähnten Felswand (siehe S. 78) mit dicken Bänken eines grauen, kristallinen Kalksteines (siehe Taf. III [I], Fig. 1), der hier abgebaut wird. Charakteristisch für denselben ist die massenhaft vorkommende *Cardiola interrupta Sow.*, der Trilobite *Calymene Baylei Barr.* und die sehr variable *Rhynchonella myrmex Barr.*; letztere füllt eine ganze Kalkbank aus. Von den überaus zahlreichen Versteinerungen, die hier insbesondere vom Herrn Ingenieur Hanuš aufgesammelt wurden, führe ich weiter an: *Proetus*, *Harpes*, *Cheirurus Beyrichi Barr.*, *Pleurotomaria*, *Capulus*, *Dualina*, *Spirifer*, *Atrypa*, *Rhynchonella* u. a. Darüber folgen Plattenkalke mit Schieferlagen und Cephalopodenkalke mit *Orthoceras*, *Cyrtoceras*, *Gomphoceras*, *Phragmoceras*; von Trilobiten sind *Phacops* und *Bronteus* vertreten. Darüber liegen dünnbankige Crinoiden- und Brachiopodenkalksteine, die nahe der Oberfläche in sandig-kalkigen Grus zerfallen, in welchem man zahlreiche, schön erhaltene Versteinerungen auffinden kann. Ingenieur Hanuš machte zuerst auf diese interessante Lokalität aufmerksam. Er sammelte hier unter anderen zahlreiche Loboliten; die schönste derselben schenkte er dem Barrandeum des böhmischen Landesmuseums. Eine ganze Kalkschicht ist mit Loboliten erfüllt, welchen schön erhaltene Crinoidenstielglieder entspringen, andere Kalkbänke bestehen fast ausschließlich aus Crinoidenstielgliedern, insbesondere von *Scyphocrinus excavatus Schl.* u. a. Seltener kommen auch Reste von Crinoidenkelchen oder ganze Kelche vor. Mindestens 10 Arten sind hier vertreten, deren Glieder einen sternförmigen Kanal mit fünf langen Armen aufweisen. Außerdem befinden sich in dem von Ingenieur Hanuš gesammelten Material neue, bisher aus Böhmen noch nicht bekannte Crinoiden, deren Beschreibung später erfolgen wird.

Zu den Crinoiden tritt als zweiter vorwaltender Typus *Dayia navicula Sow. sp.* hinzu, welche gleichfalls ganze Bänke ausfüllt. Nebstdem wurden hier aufgefunden: *Phacops sp.*, Orthoceraten, *Cyrtoceras corbulatum Barr.*, *Lituites*, *Arcoceras*, *Capulus* und andere Gastropoden, Lamellibranchiaten, *Rhynchonella astuta Barr. sp.*, *Rh. sappho Barr. sp.*, *Rh. megaera Barr. sp.*, *Rh. Diana Barr.*, *Rh. princeps Barr.*, *Athyris (?) linguata Barr. sp.*, *Atrypa latisinuata Barr.*, *Atrypa reticularis Linné*, *Spirifer* u. a.

Der Crinoiden- und Brachiopodenhorizont wird von dichten kristallinen Kalken von grauweißer bis rötlicher Farbe überlagert; sie werden in einem Steinbruche abgebaut. Diese Kalke enthalten insbesondere Brachiopoden, wie *Spirifer viator (?) Barr.*, *Strophomena Haueri Barr.*, *Atrypa reticularis*

Linné, Rhynchonella princeps Barr., Rh. Diana Barr., Gastropoden u. a. Darüber liegen dünnbankige Kalke, welche den Uebergang zu f_1 bilden.

Na Požáru. Am nördlichen Abhange dieser Anhöhe, die sich südwestlich von der früher genannten Lokalität im Bereiche der Kote 334 befindet, sind große Steinbrüche in den Stufen e_2—g_1 errichtet. Zum untersten Steinbruch führt ein Weg, der den unteren und mittleren Teil der Stufe e_2 entblößt. Es sind zumeist grobbankige Kalksteine mit *Atrypa* und Crinoiden, über diesen folgen dünnbankige Kalke mit zahlreichen Crinoiden, Loboliten und *Dayia navicula Sow. sp.* Der Steinbruch selbst ist in grauen und rötlichen Kalksteinen des oberen Horizontes der Stufe e_2 angelegt. Im Vergleiche mit dem in der Mušlovka aufgeschlossenen Profile ist also hier der untere kristalline Kalk nicht entblößt. Die südwestliche Fortsetzung der Stufe sieht man bei Kote 342 am Wege von Řepora ins Radotiner Tal stellenweise zutage treten.

Steinbrüche der Firma Biskup-Kvis-Kotrba. Gegenüber der Mušlovka am linken Bachufer sind zunächst in der südwestlichen Fortsetzung der e_2-Schichten, die in der Mušlovka auftreten, zwei große Steinbrüche der genannten Firma angelegt. Im vorderen, dem Bachufer näher gelegenen Steinbruche wird der obere, ziemlich dichte, kristalline Kalkstein der Stufe e_2 abgebaut; Versteinerungen wurden in ihm nicht aufgefunden. Im Liegenden sieht man noch dünnbankige Kalke auftreten; sehr gut sind jedoch die dunklen Plattenkalke der Stufe f_1 im Hangenden des kristallinen Kalkes aufgeschlossen.

Steinbrüche nördlich und nordöstlich der Neuen Mühle am linken Ufer des Prokopibaches: Hier ist die Stufe e_2 sehr gut entblößt. Verfolgt man die Schichtreihe vom Liegenden ins Hangende, so sieht man zunächst Kalksteine mit knolligen Schichtflächen, welche insbesondere Crinoiden und Brachiopoden enthalten, darauf folgt ein Cephalopodenkalk mit zahlreichen Orthoceraten, dann eine Bank mit *Dayia navicula Sow. sp.*, ferner dünnplattige Kalke mit Schieferlagen, schließlich ein grauer und rötlicher kristalliner Kalkstein. Im ganzen ist also hier dieselbe Schichtfolge zu beobachten wie in den früher genannten Aufschlüssen; bloß der untere kristalline Kalk ist nicht aufgedeckt.

Butowitzer Tal. Am östlichen Gehänge des Butowitzer Baches ist gleichfalls die Schichtenfolge e_1 bis g_1 gut entblößt. Ein kleiner Steinbruch etwa 500 *m* südwestlich von Butowitz deckt graue Cephalopodenkalke mit zahlreichen Orthoceren, Cyrtoceren u. a. auf. Diese Kalke lassen sich gegen SW bis ins Butowitzer Tal verfolgen. Auch die Crinoidenkalksteine dieser Stufe kann man beobachten. An der Klukowitzer Verwerfung liegen die Stufen e_2 und g_2 im Streichen nebeneinander.

Ich kann also im Prokopitale innerhalb der Stufe e_2 vorläufig eine untere, mittlere und obere Abteilung unterscheiden. In der unteren Abteilung tritt dick-

bankiger, kristalliner Kalkstein mit *Cardiola interrupta Sow.*, *Calymene Baylei Barr.* u. a. auf. Der mittlere Horizont besteht aus dünnbankigen Kalksteinen, und zwar Cephalopoden-, Crinoiden- und Brachiopodenkalken; darüber liegen graue bis rötliche kristalline Kalke des oberen Horizontes. Dies scheint die normale Schichtenfolge in der Stufe e_2 im Prokopitale zu sein.

Katzer (**16**) unterschied in der Stufe e_2 zwei Horizonte, und zwar den unteren Cephalopodenkalk und oberen Brachiopodenkalk. Eine eingehende Gliederung der Stufe e_2 auf der Dlouhá Hora stammt von Jahn (**17**). Irrtümlich wird z. B. von Marr (**8**, S. 597) unter anderen die Zone mit *Arethusina Konincki* und *Cromus* schon zu e_2 bezogen. Ein näherer Vergleich unserer Stufe e_2 mit den betreffenden Schichten des Obersilurs in den Ostalpen läßt sich vorläufig noch nicht durchführen. — Frech (**18**) führt hier als Aequivalent der böhmischen Stufe e_2 folgende Zonen von unten nach oben an: Zone des *Orthoceras potens* und *Encrinus Nowaki*, Zone des *Orthoceras alticola* und der *Antipleura bohemica*, Zone mit *Spirifer secans* und *Spirifer viator*. Hierzu bemerke ich, daß im Prokopitale im unteren Horizonte der e_2-Stufe wie in der ostalpinen Zone des *Orthoceras potens* zahlreich *Cardiola interrupta* vorkommt, im oberen Horizonte gleichfalls wie in den Ostalpen *Spirifer viator* und *Rhynchonella princeps* anzutreffen ist.

5. Schichtstufe f_1.

Ueber dem oberen kristallinen Kalkstein der Stufe e_2 folgen graue bis schwarze Plattenkalke der Stufe f_1 mit schieferigen Zwischenlagen (siehe Taf. III [I], Fig. 2). Im oberen Teile enthalten die Kalke auch Hornsteinknollen und -bänke. Ich fand in dunkelgrauen Kalken dieser Stufe am linken Bachufer gegenüber den Steinbrüchen Barta und Tichý einen Flossenstachel von *Machaeracanthus* (*Ctenacanthus*) *bohemicus Barr.*, Ingenieur Hanuš sammelte hier *Rhynchonella princeps Barr.* und eine *Bronteus*-Art, die einigermaßen an *Bronteus Ivanensis Barr.* der Stufe e_2 erinnert, doch spitziger gestaltet und etwas anders normal zur Achse gerippt ist.

Machaeracanthus bohemicus ist aus den Stufen f_1, f_2 und g_1 bekannt. Doch mit Hinsicht darauf, daß er hier in dunkelgrauen bis schwarzen Kalken zusammen mit einer verwandten *Bronteus*-Art, wie sie in e_2 vorkommt, gefunden wurde, daß ferner an anderen Stellen, z. B. nördlich der Neuen Mühle, in den Steinbrüchen Biskup-Kvis-Kotrba und am linken Ufer des Butowitzer Baches die stratigraphische Stellung dieser Plattenkalke zwischen dem oberen kristallinen Kalke der Stufe e_2 und den kristallinen Kalken der Stufe f_2 klar zu beobachten ist, unterliegt es aus paläontologischen und stratigraphischen Gründen keinem Zweifel, daß im Prokopitale in der Tat die Lochkover Kalke f_1 auftreten.

Bisher wurde die Stufe f_1 im Prokopitale nicht angeführt und erkannt. Nach Katzer (19, S. 1015) sollen die Tentaculitenkalke f_1 zwischen Tetin und Zlichov — in welches Gebiet auch das Prokopital gehört — nur lokal in geringer Mächtigkeit auftreten.

An der Prag—Kuchelbader Straße ist die Stufe f_1 sehr deutlich entwickelt; sie bildet den bekannten Barrande-Felsen mit seinen schönen Faltungen, die neuerdings eingehend Počta (10) beschrieb. Den Plattenkalken sind hier schieferige Zwischenlagen eingelagert, die oft mit schönen Spiegelflächen bedeckt sind. Katzer (13) beschrieb aus solchen tonigen und bituminösen Zwischenlagen Spongienreste, die daselbst in großer Menge vorzukommen pflegen.

6. Schichtstufe f_2.

Die Schichtstufe f_2 ist in unserem Gebiete in verhältnismäßig geringer Mächtigkeit entwickelt. Auf die dunklen dünnbankigen Kalke mit Hornsteinen der Stufe f_1 folgen weiße bis graue und rötliche kristalline Kalksteine der Stufe f_2, die allmählich in den unteren Horizont der Stufe g_1 übergehen. In paläontologischer Hinsicht sind diese Kalksteine im Bereiche unserer Karte ziemlich arm. Auf der Anhöhe „Na Požáru“ ist sie insbesondere als lichter Crinoidenkalk entwickelt.

Viele massige Kalke des Prokopitales, die früher als Koněpruser Kalke f_2 angesprochen wurden, gehören der Stufe g_1 an, wie wir später sehen werden.

Im Südflügel treten die f_2-Kalke an der Prag—Kuchelbader Straße als wenige Meter mächtige, versteinerungsarme, rötliche und kristalline Kalke auf.

7. Schichtstufe g_1.

Der stratigraphischen Schichtenfolge in der Stufe g_1 wurde bereits früher (S. 73) kurz Erwähnung getan. Ich konnte in dieser Stufe in unserem Gebiete überall drei Abteilungen unterscheiden. Zuunterst liegt ein grauer oder rötlicher Knollenkalk, darüber folgen massige, graue und rötliche Kalke der mittleren Abteilung, die öfters zu bedeutender Mächtigkeit anschwellen. Der Steinbruchbetrieb setzt innerhalb dieser Stufe hauptsächlich in diesen massigen Kalken ein. Sie gehen nach oben in dünnbankige Kalke der oberen Abteilung über, die oft viel intensiver gefaltet sind als die vorher genannten. Die Kalke der oberen Abteilung enthalten reichlich Hornsteinknollen und -bänke, ihnen ist auch eine an Korallen, Bryozoen und Crinoiden reiche Schichte eingelagert. Eine zweite korallenreiche Schichte ist seit langer Zeit aus dem obersten Teile der Stufe g_1, nahe des Ueberganges in die Stufe g_2 auf dem Hügel „Švagerka“ südlich von Zlichov bekannt.

Prag—Kuchelbader Straße. Am besten kann man die eben beschriebene Schichtenreihe der Stufe g_1 an der Prag—Kuchelbader Straße verfolgen, und zwar zwischen dem Eingange in das Hergettal und dem Barrandefelsen. Oberhalb einer Kapelle sammelte hier bereits vor mehreren Jahren insbesondere innerhalb der Korallenschicht Herr Ing. C. Mattuš ein ziemlich reichliches Fossilienmaterial, welches er mir übergab. Nebst Korallen und Bryozoen kommen hier *Phacops*, *Acidaspis*, *Cyphaspis*, *Dalmanites*, *Proetus*, *Strophomena*, *Orthis* u. a. vor.

Die Herget'schen Steinbrüche erschließen hauptsächlich gut die mittlere Abteilung der massigen Kalksteine, in der hier zahlreiche Versteinerungen zu finden sind, wie *Phacops*, *Dalmanites*, *Panenka*, *Královna* usw. Weiter im Liegenden dieser Kalke wurden *Phacops cephalotes Corda*, *Dalmanites*, *Bronteus*, *Cheirurus*, *Acidaspis monstrosa Barr.*, Orthoceren, Gyroceren, Phragmoceren *Panenka*, *Královna*, *Hercynella* u. a. aufgefunden.

Na Požáru (südöstlich von Řepora bei Kote 334). Hier ist die Stufe g_1 sehr gut aufgeschlossen. Während der untere Steinbruch die Stufe e_2 entblößt, wurden im oberen Steinbruche die massigen grauen oder rötlichen Kalke der mittleren Abteilung der Stufe g_1 abgebaut. Auch die Liegend- und Hangendabteilung dieser Stufe ist aufgeschlossen. Die auf dem Meßtischblatte 1:25 000 südöstlich der Kote 334 angeführten „Sandsteinbrüche" sind alte Steinbrüche in Kalksteinen der Stufe g_1.

Steinbrüche Biskup-Kvis-Kotrba. Der obere Steinbruch entblößt gut den größten Teil der Stufe g_1. Ueber rötlichen Knollenkalken folgen massige Kalke, die abgebaut werden; über diesen sieht man die dünnbankigen Kalke der oberen Abteilung. In den beiden Steinbrüchen der genannten Firma kann man also die Stufen e_2 (teilweise), f_1, f_2 und g_1 beobachten.

Steinbruch Barta-Tichý. Derselbe schließt sich östlich an die vorhergenannten an. Aufgeschlossen ist hier hauptsächlich die mittlere Abteilung, deren graue und rötliche massigen Kalke („mydlák") abgebaut werden. Im Hangenden derselben sind abermals gut die dünnbankigen Kalksteine der oberen Abteilung zu sehen; längs einer Querdislokation, welche den Steinbruch durchsetzt, kann man beobachten, wie die westliche Scholle gegen die östliche abgesunken ist, so daß die obere Abteilung der Stufe g_1 hier im Streichen an die mittlere Abteilung angrenzt. Die massigen Kalke sind hier arm an Versteinerungen; gefunden wurden *Dalmanites sp.*, *Phacops sp.*, *Acidaspis monstrosa Barr.*, *Bronteus sp.*, *Královna*.

Oestlich des Steinbruches Barta-Tichý bis zur Neuen Mühle. Der Prokopibach fließt hier zunächst wohl auf der Stufe f_2, die im Taluntergrunde zu suchen ist, durchquert dann die Stufe g_1 und g_2 bis zum zweiten Wächterhaus. Die Stufe g_1 ist in dieser Erstreckung an der Oberfläche auf einen viel schmäleren Streifen beschränkt als weiter westlich und östlich. Dies mag einer-

seits dem steileren Einfallen, anderseits aber der geringeren Mächtigkeit der mittleren Abteilung der massigen Kalke zuzuschreiben sein.

Neue Mühle bis Verwerfung von Klukowitz. Hier durchfließt der Bach wiederum die Stufe g_1. Am linken Ufer sind mehrere Steinbrüche in den Stufen e_2, f_1, f_2 und g_1 angelegt. Die steilen gegen das Tal geneigten Felswände im Steinbruche nahe der Mitte der genannten Strecke gehören wohl noch der unteren Abteilung der Stufe g_1 an. Von hier stammen zahlreiche, darunter auffallend große Exemplare des *Dalmanites spinifera Barr.*, ferner *Phacops fecundus Barr., var. degener Barr.*, *Pronteus cf. campanifer Barr.*, Korallen und Brachiopoden.

Butowitzer Tal. Am linken Talhange jenseits der Klukowitzer Verwerfung ist die Stufe g_1 durch die Bacherosion angeschnitten, außerdem sind hier auch in der unteren und mittleren Abteilung Steinbrüche angelegt. Die roten Crinoidenkalke der Stufe f_2 gehen hier allmählich in die roten und grauen Knollenkalke der unteren Abteilung der Stufe g_1 über. Darüber liegen massige Kalke, in denen sich oben am Abhange ein alter Steinbruch befindet, der die Klukowitzer Verwerfung schön aufschließt.

Butowitzer Tal — St. Prokop. In dieser Erstreckung fließt der Prokopibach mitten durch die Stufe g_1. Bei der zweiten Bahnbrücke östlich der Mündung des Butowitzer Baches (nördlich der Kote 270) ist am linken Ufer sehr schön die untere Korallenschicht der oberen Horizonte dieser Stufe zu beobachten. Zuerst machte auf dieselbe Herr Ingenieur Hanuš aufmerksam, dem wir überhaupt viele wichtige Entdeckungen von Fossilienfundorten im Silurdevongebiete der Umgebung Prags verdanken. Nebst zahlreichen Korallen und Crinoidenstielgliedern findet man teils im Gesteinsschutt, teils noch eingewachsen spärliche Trilobiten und Brachiopoden, wie *Phacops cephalotes Cord.*, *Dalmanites spinifera Barr.*, *Atrypa*, *Spirifer*, *Strophomena* u. a. Man kann diese charakteristische Schicht, welche meist aus grauen kristallinen Kalken besteht, auch von hier weiter nach O gegen St. Prokop und nach W gegen das Butowitzer Tal verfolgen. Außer den genannten Versteinerungen fand ich noch *Proetus*, *Fenestella*, *Petraja* u. a.

Steinbrüche bei St. Prokop. Die großen Steinbrüche sind hier von S gegen N in die Stufe g_1 vertieft, so daß insbesondere an der östlichen und westlichen Wand gut die Schichtenfolge zu beobachten ist.

Bei meinen Studien in diesen Steinbrüchen kamen mir in liebenswürdiger Weise Herr Bergoberverwalter Ingenieur F. Fiala sowie Herr Faktor Lenz entgegen.

Auf der östlichen Wand sind gleich unterhalb der Prokopikapelle dünnbankige, intensiv gefaltete Kalke aufgeschlossen, die sich scharf von den in ihrem Liegenden befindlichen massigen und blaugrauen, sehr grobbankigen Kalke abheben (siehe Taf. IV [II], Fig. 1). Mehrmals dringen mehr dünnbankige Kalke

zwischen die groben Bänke hinein, so daß lokal eine Wechsellagerung beider zustande kommt, wie es Fig. 1 auf Taf. IV (II) darstellt.

Haug (**20**) führt aus C. Wimans Abhandlung „Ueber silurische Korallenriffe in Gotland" (**21**) einen ähnlichen Fall wie bei uns an. Ungeschichtete zoogene Silurkalke (Korallenriffkalke) gehen in der Streichrichtung in dünnbankige mergelige Kalke über; beide greifen beim Uebergange ineinander. Wohl handelt es sich auch in unserem Falle, wo die mittlere Abteilung der Stufe g_1 so stark zu fast ungeschichteten oder grobbankigen Kalken anschwillt, um Riffkalke. Darauf dürfte übrigens auch die vielfach dolomitische Beschaffenheit dieser Riffkalke oder vielmehr ihre stratigraphische Verbindung mit dolomitischen Kalken, wie sie so häufig bei Korallenriffen vorkommt, hinweisen. Auch Walther (**22**) S. 280 führt einen Durchschnitt durch ein devonisches Kalkriff aus Michigan an, das sich aus geschichteten Kalken inselartig erhebt.

Das Einfallen der Schichten beträgt im südlichen Teile der Steinbrüche etwa 45° gegen S; gegen N sind die Schichten jedoch im allgemeinen flacher gelagert; infolge dieses flachen Einfallens (bis nur 25°) sind auch in der ganzen, über 400 *m* betragenden N—S-Erstreckung bloß die massigen Kalke der mittleren Abteilung der Stufe g_1 sowie der unterste Teil der dünnbankigen Kalke des oberen Horizontes aufgeschlossen.

In der Mitte der Steinbrüche ist im Vordergrunde ein Felsen stehen geblieben, in dem man massige bläuliche Kalke, die nach unten knollig und dolomitisch werden, beobachten kann; das Einfallen beträgt hier bis 60°. Im Hintergrunde werden die bläulichen massigen Saturationskalke der mittleren Abteilung der Stufe g_1 abgebaut.

Im nördlichen oberen Teile der Westwand der St. Prokopsteinbrüche kann man folgende Lagerungsverhältnisse beobachten. Im Hangendteile sind wiederum die untersten Schichten der oberen Abteilung der Stufe g_1 als dünnbankige Kalksteine entwickelt. Darunter folgen grobbankige, bläuliche massige Kalke, denen eine Bank eines spröden und harten, gelblichen bis rötlichen oder grauen, dolomitischen Kalksteins eingelagert ist. Noch tiefer findet man in den massigen Kalken eine Schichte eines lichtgelblichen Kalksteines mit überaus zahlreichen Versteinerungen; sie ist stellenweise gleichsam aus lauter Trilobitenbruchstücken zusammengesetzt; ihr südliches Einfallen beträgt etwa 35°.

Man kann hier leicht Reste von *Phacops*, *Cheirurus*, große Dalmaniten u. a. sammeln; außerdem sind hier die Fossilienreste sehr schön erhalten. Im ganzen wurden etwa 70, darunter wohl manche neue Arten aufgefunden, die sich in den schönen Sammlungen von Silur-Devonversteinerungen aus der Umgebung Prags des Herrn Ingenieurs Hanuš befinden. Derselbe wurde auf diese Schicht durch den Faktor der Schwarzenberg'schen Steinbrüche bei Sankt Prokop, Herrn Lenz, aufmerksam gemacht. Ich führe aus dieser Bank folgende charakteristische Fauna an:

Bronteus brevifrons Barr.	*Acidaspis Hoernesi (?) Beyr.*
„ *Brongniarti Barr.*	*Proetus bohemicus Cord.*
„ *pustulatus Barr.*	„ *gracilis Barr.*
„ *viator Barr.*	„ *neglectus Barr.*
„ *perlongus Barr.*	*Cyrtolites Hanuši Pern.* [1])
Phacops cf. cephalotes Cord.	*Strophostylus (?) sp.*
„ *n. sp. cf. Hoenighausi Barr.*	*Pleurorhynchus sp.*
Dalmanites n. sp. cf. cristata	Hyolithen
Cyphaspis Barrandei Cord.	Brachiopoden
Cheirurus cf. gibbus Beyr.	Crinoiden
Acidaspis cf. monstrosa Barr.	Orthoceren
„ *vesiculosa (?) Beyr.*	Gyroceren.

Dalmanites n. sp. cf. Hoenigshausi Barr. besitzt kleine Augen, die bloß aus etwa 25 Facetten bestehen. *Dalmanites n. sp. cf. cristata* ist zwar dieser Art ähnlich, doch das Pygidium flacher, weniger spitz und dreieckig; diese ungewöhnlich große Dalmanitenart besitzt sehr schön erhaltene große Augen. Bei der Art *Cheirurus cf. gibbus* ist das Pygidium etwas abweichend von der normalen Form. Die Gastropoden sind sehr zahlreich und gehören vielfach zu neuen Arten; *Strophostylus (?)* weist noch Farbenzeichnungen auf. Spärlicher sind die Lamellibranchiaten vertreten, am zahlreichsten ist noch die Gattung *Pleurorhynchus*.

Im südlichen Teile der Westwand der St. Prokopsteinbrüche sieht man vor der Restauration abermals bläulichen, massigen Kalkstein dünnbankigen Kalken eingelagert, also ähnlich wie es bei der Ostwand erwähnt wurde. Auf den Schichtflächen der dünnbankigen Kalke sind Reste von *Phacops*, *Dalmanites*, *Orthoceras*, Crinoidenstielglieder und Tentaculiten zu beobachten. Die Streichrichtung ist jedoch hier abnormal fast N—S mit einem Einfallen von etwa 30° nach W; dies ist die Folge eines gegen SW einfallenden Querbruches (siehe die geolog. Karte Tafel VI [IV]), welcher die westliche Wand der Steinbrüche durchsetzt und in dessen Nähe die Kalksteine gefaltet sind. Intensiv gefaltet sind auch die Kalke der oberen Abteilung der Stufe g_1, welche weiter östlich von St. Prokop folgen.

Oestlich der Prokopikapelle bis Zlichov. In dieser Erstreckung findet man hauptsächlich die obere und mittlere Abteilung der Stufe g_1 durch kleinere Steinbrüche und Schluchten entblößt. Die obersten Schichten pflegen sehr steil bis auf den Kopf gestellt oder sogar überkippt und gefaltet zu sein; ins Liegende nimmt der Einfallswinkel allmählich ab. Auch hier läßt sich die an Korallen, Bryozoen, Crinoiden und Brachiopoden reiche Schicht des oberen Horizontes der Stufe g_1 verfolgen. Die reiche Korallenfauna dieses Horizontes bedarf noch eines eingehenden Studiums; Herr Ing. Hanuš sammelte bereits ein reichliches Material.

---

[1]) Eine noch nicht beschriebene, doch von Dr. Perner unter diesem Namen im Barrandeum des böhm. Landesmuseums ausgestellte Art.

In einem alten Steinbruche nördlich der Ortschaft Hlubočep im Liegenden der hier versteinerungsreichen Stufe g_2 wurden in der oberen Abteilung der Stufe g_1 folgende Versteinerungen aufgefunden:

Machaeracanthus (*Ctenacanthus*) *bohemicus Barr.*
Phacops fecundus var. degener. Barr.
„ *Sternbergi Cord.*
Cheirurus Sternbergi Boeck sp.
Dalmanites (*Odontochile*) *Hausmanni Brongn.*
Pleurorhynchus sp.
Loxonema sp.
Styliola clavulus Barr.
Spirifer sp.
Merista sp.
Koralle.

Südlich von Zlichov befindet sich unweit des Bahneinschnittes der Prag—Duxer Bahn in dem Švagerkahügel eine Korallenbank, welche mit *Favorites bohemicus Barr.* erfüllt ist und den obersten Schichten der Stufe g_1 angehört. Außerdem lassen sich hier noch zahlreiche andere Korallen sammeln; nebstdem kommen *Phacops*, *Proetus*, *Orthoceras*, *Styliola* u. a. vor. Počta (**4**) führt von dieser Stelle noch *Phacops Sternbergi Cord.*, *Machaeracanthus* und *Coccosteus Friči Barr.* an. Die Buštěhrader Bahn (Prag—Hostiwitz), welche oberhalb Zlichov die gefaltete Stufe g_1 durchquert, bietet in dieser gleichfalls sehr schöne Aufschlüsse.

Zlichov. In dieser Ortschaft erhebt sich die Stufe g_1 hügelförmig; auf ihr ruht die Zlichover Kirche. Zuerst hat hier Liebus (**5**) darauf aufmerksam gemacht, daß hier eine Ueberschiebung von Kalken der Stufe f_2 über die jüngeren g_1-Kalke vorliegt, welche unterhalb der Kirche sehr gut aufgeschlossen ist. Gleicher Ansicht ist Wähner (**9**), in dessen Arbeit ein vortreffliches Bild dieser tektonisch gestörten Partie vorliegt. Beide halten mit Krejči-Helmhacker (**23**) den massigen Kalk für f_2. Ich halte es für wahrscheinlicher, daß es sich hier um eine Ueberschiebung von kleinerem Ausmaße handelt, daß die massigen Kalksteine des mittleren Horizontes der Stufe g_1 über die dünnbankigen, hornsteinreichen Kalke derselben Stufe überschoben sind.

Das Verhältnis der Stufe f_2 zur Stufe g_1 ist in unserem Gebiete ziemlich klar. Die grauen und rötlichen, meist kristallinen Kalke der Stufe f_2 (= Kayser-Holzapfels Koněpruser und Měňaner Kalke) gehen allmählich in die unteren knolligen Kalke der Stufe g_1 über. Im Devongebiete südwestlich der Beraun soll nach Seemann (**24**) die Stufe g_1 im unteren Teile aus roten und grauen, im oberen aus schwarzen Knollenkalken (letztere häufig mit Hornsteinen) bestehen. Sollte hier wirklich der bei uns häufig so mächtig entwickelte mittlere Horizont der Riffkalke dieser Stufe fehlen? Bloß in der Schlucht bei Tetin (**24**, S. 94) soll eine versteine-

rungslose Einlagerung von hellgrauem Riffkalke im schwarzen Knollenkalke g_1 vorkommen.

Ich mache hier nochmals darauf aufmerksam, daß die grauen bis rötlichen Kalksteine unseres mittleren Horizontes der Stufe g_1 vielfach (z. B. bei St. Prokop) zur Stufe f_2 gerechnet wurden. Ich glaube auch, daß oft die rötliche Farbe oder die kristalline Beschaffenheit mancher Kalke unseres Silur-Devongebietes dazu verleitete, dieselben als f_2 aufzufassen. Doch kenne ich rötliche und kristalline Kalke aus den Stufen e_2, f_2, g_1 und g_3. Es ist also nötig, die Tektonik und Stratigraphie solcher Lokalitäten genau zu verfolgen, um das Alter der betreffenden Kalke festzustellen. Mit Recht wies Katzer (**19**, S. 1029) darauf hin, „daß es noch weiterer Terrainstudien erfordert, ob auch wirklich alle Kalksteine der Erstreckung von Hostim und St. Ivan bis Hochújezd, Prokopital—Zlichov, welche bislang der Barrandeschen Stufe f_2 zugezählt wurden, dieser Stufe Db ($= f_2$) angehören oder nicht vielmehr, wie es den Anschein hat, zum Teil dem unteren Knollenkalke Dc ($= g_1$) anzureihen sind.“ Krejčí-Helmhacker (**23**) wiesen auch auf den Uebergang der Kalke f_2 in die Knollenkalke g_1 hin, die stellenweise in ihre Knollen an der Oberfläche zerfallen.

Kalkspatadern und -Drusen erfüllen die zahlreichen Klüfte der Stufe g_1; manchmal ist ihnen auch Kohlensubstanz beigemengt, wie östlich der Mušlovka, bei St. Prokop usw.

Nach Abschluß meiner Arbeit erhielt ich eine Publikation des Herrn Dr. Kettner (**24***a*), welche sich mit der Stratigraphie der Stufe g_1 in der Umgebung Prags befaßt. Dieselbe reicht in dieser Hinsicht auch in das von mir angekündigte Gebiet hinein. Unter anderem will ich vorläufig nur feststellen, daß Kettner im ganzen zu einer ähnlichen stratigraphischen Einteilung der Stufe g_1 gelangte wie ich. Er unterscheidet 5 Abteilungen, und zwar von unten nach oben: graue oder rote Knollenkalke (= unser unterer Horizont), massige Knollenkalke (= unser mittlerer Horizont), ferner dichte, oft gefaltete Plattenkalke, ein Korallenriff, Knollenkalke mit Hornsteinen, bankige Kalke ohne Hornstein und stellenweise ein oberes Korallenriff (= unser oberer Horizont). Die massigen Kalke der Prokopisteinbrüche spricht er gleich mir als g_1 an unter Hinweis auf Wimans Arbeit. Das untere Korallenriff hält er für einen Leithorizont in der Umgebung Prags. Auch wurde von ihm die Klukowitzer Verwerfung und die im Butowitzer Tale entstehende Stufe f_1 erkannt.

8. Schichtstufe g_2.

Die Stufe g_1 geht allmählich in die Stufe g_2 über, durch Auftreten von Kalkknollen anstatt der zusammenhängenden Kalkbänke und von Schieferlagen. Man kann dies fast überall, zum Beispiel im Hangenden der Korallenschicht des Švagerkahügels, nördlich von Hlubočep und westlich davon, ferner im westlichsten, zutage tretenden Ausläufer unserer Zone g_2 beobachten. Ueber dieser Ueber-

gangszone folgen graue bis graugrünliche Schiefer mit Sandsteinbänken. Beim Uebergange in die Stufe g_3 stellen sich wiederum Kalkknollen und Kalksteinbänke ein, die grauen und roten, kalkigen Schiefern eingelagert sind.

Einer der reichsten Fossilienfundorte der Stufe g_2 findet sich unmittelbar bei den nördlichsten Häusern von Hlubočep unterhalb der Buštěhrader Bahnstrecke. Von den zirka 65 Arten, welche Herr Ing. Hanuš hier sammelte, führe ich folgende an:

Phacops fecundus var. superstes Barr.
Phacops superstes Barr.
Plumulites!
Goniatites (Aphyllites) fecundus Barr. u. a.
Orthoceras sp.
Orthotheca novella Nov.
Tentaculites elegans Barr.
Styliola striatula Nov.
Styliola clavulus Barr.
Chonorotyle annulata
Cardium cunctatum Barr.
Lunulicardium marginatum Barr.
Avicula insidiosa Barr.
Atrypa obovata Sow.
Chonetes novella Barr.
Strophomena quadrata
Alleynia (Nicholsonia) bohemica
Petraia enigma Poč.
Crinoidenstielglieder
Gastropoden, selten, schlecht erhalten
Naticella.

Auch anderswo kann man in dieser Stufe Versteinerungen auffinden, so zum Beispiel im Hangenden der Korallenbank des Švagerkahügels, knapp westlich von Hlubočep und oberhalb (nördlich) des Schwarzenbergschen Kalkofens, ferner in der Schlucht, die vom Hergettale gegen SW führt.

9. Schichtstufe g_3.

Auch in dieser Stufe kann man so wie in der Stufe g_1 vom petrographischen Standpunkte drei Abteilungen unterscheiden. Die untere besteht aus dichten, bankigen Knollenkalken, hierauf folgen grobbankige Kalke, die hauptsächlich abgebaut werden; die obere Abteilung ist aus dünnbankigen, gewöhnlich stark gefalteten, dunklen Kalken mit Hornsteinknollen und -bänken und Schieferlagen zusammengesetzt; sie erinnert sehr an den oberen Horizont der Stufe g_1. Neuerdings hat Wähner (**9**, S. 35) vorgeschlagen, die Stufe g_3 in die Unterabteilungen zu teilen und diese in der bei anderen Stufen üblichen Weise durch Hinzufügung griechischer Buchstaben (g_3 α, β, γ) zu bezeichnen. Nach Wähner kommen in der oberen Abteilung dieser Stufe Radiolarienhornsteine vor, die oft bis in die tiefsten Schichten der Stufe *H* reichen sollen.

Die von Barrande aus der Stufe g_3 des Hlubočeper (Prokopi-) Tales angeführten Versteinerungen stammen wohl fast ausschließlich aus der mittleren Abteilung, die seinerzeit hier abgebaut wurde. Man trifft in den verlassenen Steinbrüchen fast immer dieselbe Situation an. Der mittlere Teil der Stufe ist abgebaut, im Hangenden desselben blieben die dünnbankigen, oft stark dislozierten Kalke mit

Phacops fecundus var. degener. u. a. stehen. Die Liegendwand der Steinbrüche weist gewöhnlich zahlreiche Goniatiten, Orthoceraten, Crinoiden auf den Schichtflächen auf und gehört bereits der unteren Abteilung der Stufe g_3 an.

Insbesondere die Hergetschen ehemaligen Steinbrüche oberhalb der Ortschaft Hlubočep boten zu Barrandes Zeiten ein reichliches Fossilienmaterial. Bis heute kann man da noch an den Liegendwänden der verlassenen Steinbrüche sowie im übriggebliebenen Schotter zahlreiche Versteinerungen, wie Goniatiten, Orthoceren, Phragmoceren, große Lamellibranchiaten u. a. finden.

In neuester Zeit (seit 1905) wurde von Herrn Ing. Hanuš die mittlere Abteilung der Stufe g_3 in den Wildmannschen Steinbrüchen, welche jetzt der böhmischen Industrialbank gehören, paläontologisch ausgebeutet. Sie befinden sich nordwestlich von Holin, unweit der Neuen Mühle und eines Wächterhauses. Unter anderen fanden sich hier:

Phacops fecundus var. major Barr.
Proetus sp.
Bronteus cf. Ahysanopeltis (?) *Barr.*
Goniatites (*Anarcestes*) *plebeius Barr.*
Goniatites (*Aphyllites*) *fecundus Barr.*
Goniatites bohemicus
Goniatites ambigena
Hercoceras mirum Barr.
Gyroceras
Cyrtoceras
Phragmoceras
Orthoceras pastinaca Barr. u. a.
Panenka
Královna
Sestra.

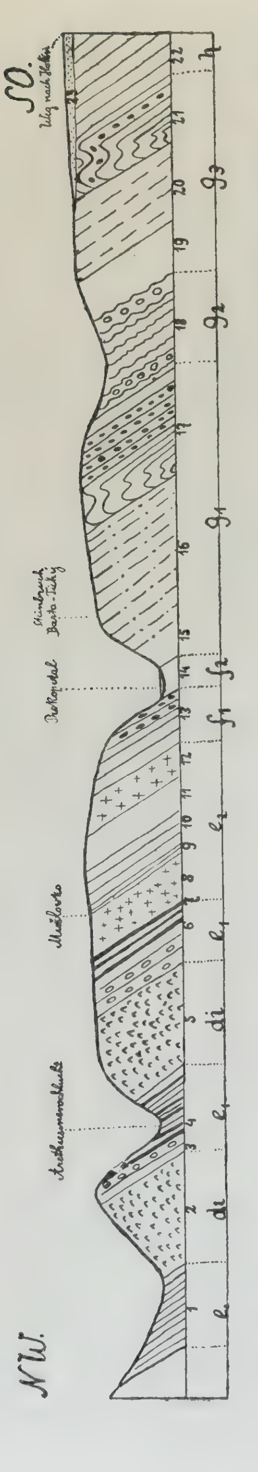
Im alten Steinbruche beim Viadukte der Buštěhrader Bahn, westlich von Hlubočep, wo seinerzeit so reichlich *Hercoceras, Phacops fecundus var. major Barr.*, *Panenka* u. a. gefunden wurden, wird in allerletzter Zeit wiederum Stein gebrochen; und zwar werden die dünnbankigen Kalksteine der oberen Abteilung der Stufe g_3 zu Schotter verarbeitet, wobei eine für diesen Horizont charakteristische Fauna gewonnen wurde, welche von der Fauna des mittleren und unteren Horizontes wesentlich abweicht. Vorläufig gebe ich folgendes Verzeichnis der wichtigsten Typen:

Phacops fecundus var. degener Barr. h[1])
Harpes transiens Barr. s
Proetus complanatus (?) *Barr.* s
Atrypa n. sp. (sehr variabel) h
Spirifer indifferens Barr. s
Merista passer (?) *Barr.* s
Discina tarda Barr. s
Strophomena sp. s
Tentaculites sp. s
Orthoceras sp. s
Goniatites (*Anarcestes*) *cf. plebeius Barr.* s
Panenka sp. s
Lingula lingua Barr. s
Crinoiden.

In diesen oberen Kalken der Stufe g_3, welche man wegen des vorherrschenden und überaus häufigen *Phacops fecundus* geradezu als *Phacops*-Kalke bezeichnen kann,

[1]) h = häufig, s = selten.

Fig. 1.



Schematisches Profil geführt vom südlichen e_2-Streifen (südwestlich von Ohrada) gegen SO zum Wege nach Holin (östlich der Kote 344).

Das Profil ist von der Anhöhe „Na Požáru" (Kote 334) gut zu übersehen.

Erklärung zu obenstehender Figur:

1. Priodontenzone der Stufe e_1 mit *Mon. priodon*, *Mon. vomerinus*, *Retiolites Geinitzianus*, *Cyrtograptus Murchisoni*
2. Effusiver Diabas, hauptsächlich Mandelsteine.
3. Graptolitenschiefer mit Sandsteinbänken und massiven *Monograptus priodon.*
4. Graptolitenschiefer mit Kalksphäroiden und -bänken; die Späroiden mit ***Arethusina Konincki***, ***Phacops Glockeri***, ***Mon. priodon***, ***Mon. vomerinus*** u. a., die Kalkbänke insbesondere mit *Arethusina Konincki*, nebstdem ***Acidaspis mira***, *Bronteus planus* u. a.
5. Effusiver Diabas, insbesondere Mandelsteine.
6. Graptolitenschiefer mit Kalkbänken; in diesen *Cromus Beaumonti*, *Cyrtina trapezoidalis* u. a.
7. Liegendwand der Steinbrüche „Mušlovka" mit großen Orthoceraten auf den Schichtflächen.
8. Unterer kristalliner Kalkstein der Stufe e_2 mit *Cardiola interrupta*, *Calymene Baylei*, ***Rhynchonella myrmex*** u. a.
9. Dünnbankige Kalke mit Schieferlagen.
10. Cephalopodenkalke.
11. Crinoiden- und Brachiopodenkalke mit Loboliten, Crinoiden (insbesondere *Scyphocrinus excavatus*). ***Dayia navicula*** u. a.
12. Oberer kristalliner Kalkstein der Stufe e_2 mit Brachiopoden (insbesondere *Spirifer viator*), ***Strophomena Haueri***. ***Atrypa reticularis***, *Rhynchonella princeps*, *Rhyn. Diana* u. a.
13. Plattenkalke (f_1) mit Schieferlagen; im oberen Teile mit Hornsteinknollen und -bänken. In den Kalken *Machaeracanthus bohemicus*, *Bronteus cf. Ivanensis*, *Rhynchonella princeps*
14. Die Stufe f_2 im Taluntergrunde.
15. Untere Abteilung der Stufe g_1, bestehend aus grauen oder rötlichen Knollenkalken ohne Hornsteine.
16. Mittlere Abteilung der Stufe g_1; graue bis rötliche, massige Kalke, die abgebaut werden (Steinbruch Barta-Tichý).
17. Obere Abteilung der Stufe g_1; dunkle, dünnbankige, oft gefaltete Kalke mit Hornsteinknollen und -bänken.
18. Stufe g_2, allmählich in die Liegend- und Hangendkalke übergehend.
19. Untere Abteilung der Stufe g_3; rötliche oder graue Knollenkalke ohne Hornsteine mit Goniatiten, Orthoceraten u. a.
20. Mittlere Abteilung der Stufe g_3; massige Kalke, die an vielen Stellen bereits abgebaut sind oder noch im Abbau begriffen sind, mit *Phacops fecundus var. major*, Goniatiten, *Hercoceras*, *Gyroceras*, *Paragmoceras*, *Panenka*, *Královna* u. a.
21. Obere Abteilung der Stufe g_3; dünnbankige oft gefaltete Kalke mit Hornsteinknollen und -bänken sowie einer typischen Fauna, wie ***Phacops fecundus var. degener***. *Atrypa n. sp.* u. a. *Phacops*-Kalke.
22. Schichtstufe *H.*
23. Junge Sedimentdecke, hauptsächlich tertiäre Schotter und Sande.

treten also meist Arten auf, die Barrande aus g_3 nicht bekannt waren, obwohl er viele von ihnen aus der Stufe f_2 oder g_1 anführt.

Außer den bereits genannten zwei Steinbrüchen wird heute in der Stufe g_3 unseres Gebietes nur noch im Hergetschen Parke (Südflügel der Synklinale bei Kote 232) gebrochen. Auch hier wurde insbesondere in früheren Zeiten eine reiche Fauna in der mittleren Abteilung vorgefunden. Aus diesem Steinbruche stammt auch die schöne, 50 *kg* schwere Kolonie der *Stromatoporide Clathrodictyon clarum Počta*, welche von Ing. Hanuš dem böhmischen Landesmuseum geschenkt und von Počta (**25**) eingehend beschrieben wurde.

10. Schichtstufe *H*.

Fossilienfundorte findet man in dieser Stufe innerhalb unseres Gebietes insbesondere südlich von Hlubočep, nahe dem Viadukte, wo sich die Buštěhrader und Prag-Duxer Bahn kreuzen. Sehr häufig sind hier schöne Hostinellen, seltener kommen auch Crinoiden und andere vor. Auch bei Holin sind in dieser Stufe Hostinellen zu finden.

Vorstehendes schematisches Profil (Fig. 1) möge zur Erläuterung der Stratigraphie unseres Silur-Devongebietes beitragen.

IV. Die Tektonik unseres Gebietes.

1. Streichen und Fallen der Schichten.

Unsere Silur-Devonschichten streichen im allgemeinen SW—NO bis W—O; Abweichungen hiervon findet man bloß in der Nähe mancher Querdislokationen und im östlichsten Teile unseres Gebietes. So streichen zum Beispiel die Diabastuffe und die Kalksteine der Stufe e_2 westlich der Klukowitzer Verwerfung NW—SO und fallen gegen SW ein. An der Querdislokation, welche die Prokopsteinbrüche durchsetzt, findet man Schichten der Stufe g_1 mit N—S-Streichen und westlichem Einfallen. Im östlichsten Teile des kartierten Gebietes geht das Streichen der Schichten allmählich aus der W—O-Richtung in die NW—SO- bis fast N—S-Richtung über, wie man dies insbesondere deutlich an den Schiefern der Stufe g_2 beim Švagerkahügel und im Kalksteinbruche der Stufe g_3 unterhalb des Kreuzes westlich von Hlubočep beobachten kann. Man befindet sich hier bei einem Muldenschlusse, dessen nördlicher Flügel längs des Prokopitales verläuft, während der Südflügel gegen SW (Hergettal, Barrande-Felsen usw.) streicht. Das Umbiegen der Schichten in der Streichrichtung, ganz besonders der Hlubočeper Kalke g_3, nahe am Muldenschlusse kann man gut vom Žvahovfelsen oberhalb von Hlubočep oder vom Bahnviadukte nördlich von dieser Ortschaft beobachten.

Allerdings liegt hier keine einfache Mulde vor, da einzelne Stufen beider Flügel wiederum oft recht kompliziert gefaltet und disloziert sind.

Das Einfallen der Schichtstufen ist, soweit sie nicht selbst wiederum besonders gefaltet sind, entsprechend dem im ganzen synklinalen Baue bei Hlubočep und im Verlaufe des Prokopitales vorwiegend ein südöstliches bis südliches, im Südflügel ein nordwestliches bis nördliches. Die Größe des Einfallwinkels ist sehr verschieden; meist beträgt er etwa 45—60°. Man beobachtet aber öfters auch eine recht flache Lagerung der Schichten, so fallen im westlichsten Teile unseres Gebietes die Schichten des südlichen d_5-Streifens, welcher den mittleren e_1-Streifen überlagert, etwa nur 20—30° gegen S ein. Im Gegensatze hierzu pflegen östlich der Prokopisteinbrüche bis Hlubočep die Schichten der Stufen g_3 und g_2, teilweise auch g_1 sehr steil aufgerichtet, auf den Kopf gestellt, ja stellenweise sogar gegen S etwas überkippt zu sein. Auf diese Weise entsteht inmitten der großen Synklinale eine gleichsam fächerförmige Lagerung, wie bereits Wähner (**9**) darauf hingewiesen hatte.

2. Faltung und Profil IV—V.

(Siehe Tafel V [III]).

Neben dem im großen und ganzen synklinalen Bau unseres Silur-Devongebietes findet man innerhalb einzelner Schichtstufen noch besondere Faltung vor. Ueber die Faltung im Bereiche der d_5- und e_1-Stufe wird weiter unten berichtet werden. Von den Silur-Devonschichten sind insbesondere dünnbankige Schichtserien und die Schiefer der Stufe H zur Faltung prädisponiert gewesen und von dieser betroffen worden. So pflegen die Schichten der Stufe g_1, zum Beispiel auf dem Dívčí Hrady (Mädchenburg) oberhalb Zlichov intensiv gefaltet zu sein. Insbesondere ist dies bei den dünnbankigen Kalken der oberen Abteilung der Stufe g_1 im Hangenden der aus massigen Kalken bestehenden mittleren Abteilung der Fall; man kann ihre Faltung besonders gut an der Ostwand der Prokopi-Steinbrüche (siehe Tafel IV (II), Fig. 1) und weiter östlich davon beobachten. Aehnlich pflegen die dünnbankigen Kalke der oberen Abteilung der Stufe g_3 stark gefaltet zu sein, wie gleichfalls Wähner bereits (**9**, S. 35) darauf hinwies. Man kann dies leicht südwestlich der Neuen Mühle, oberhalb des rechten Bachufers, dann südöstlich von den Prokopi-Steinbrüchen am rechten Ufer bei Kote 266, ferner am linken Ufer vom Schwarzenbergschen Kalkofen bis gegen Hlubočep verfolgen; insbesondere bei Kote 294 tritt im Hangenden der massigen Kalke der mittleren Abteilung die Stufe g_3 deutlich hervor. Es kam also oft innerhalb der Stufe g_1 und g_3 zu diskordanter Faltung, von welcher die obere Abteilung dieser Stufen betroffen wurde, während die dickbankigen Kalke in ihrem Liegenden von ihr mehr verschont blieben.

Profil IV. Das Profil beginnt nördlich des Schwarzenbergschen Kalkofens im Prokopitale mit der mittleren Abteilung der Stufe g_1; darauf folgen die gefalteten, steil aufgerichteten, dünnbankigen Kalke der oberen Abteilung dieser Stufe, welche allmählich in die Stufe g_2 übergehen. Die obersten Schichten der Stufe g_2 sowie die untersten Schichten g_3 sind auf den Kopf gestellt, bis etwas gegen Süden überkippt. Die mittlere Abteilung der Stufe g_3 ist abgebaut, die Kalke der oberen Abteilung sind diskordant zu ihrem Liegenden gefaltet. Darauf folgen die jüngsten Schichten unseres mittelböhmischen Devons, die Stufe H, welche vielfach gefaltet und von kleineren Längsbrüchen durchsetzt sind. Der dem Südflügel entsprechende Teil der Stufe H ist von Eluviallehm bedeckt, während in seinem Liegenden die Kalke der Stufe g_3 und die Tentaculitenschiefer der Stufe g_2 deutlich zutage treten.

Profil V. Dasselbe beginnt östlich von Profil IV und durchquert die Stufe g_1 der Dívčí Hrady (Mädchenburg), dann die Stufe g_2, die im Eisenbahneinschnitte der Buštěhrader Bahn gut aufgeschlossen ist, ferner die Kalke der Stufe g_3, die bei der Ortschaft Hlubočep hier eine große Falte aufweisen, welche gegen Osten jedoch verschwindet. Dann folgen die Synklinale der Stufe H und im Liegenden ihres Südflügels wiederum die Kalke g_3, die im Hergetschen Parke gebrochen werden. Das nun folgende Hergettal ist in den weichen Schiefern der Stufe g_2 vertieft; auf seinem südlichen Gehänge erheben sich die hier gleichfalls im Abbau sich befindlichen Kalke der Stufe g_1. In ihrem Liegenden findet man eine mehrere Meter mächtige Bank eines rötlichen kristallinen Kalkes, welcher der Stufe f_2 angehört. Nahe der Grenze zwischen f_2 und g_1 verläuft ein kleiner Querbruch. Darunter liegen schließlich die Plattenkalke mit Schieferlagen und Hornsteinen der Stufe f_1, die den durch seine intensive Faltung bekannten Barrandefelsen (mit der Gedenktafel Barrandes) bilden. Die Prag-Kuchelbader Straße schließt die Stufen f_1 bis g_1 sehr schön auf.

3. Längsdislokationen, Profil I—III und Tektonik der sogenannten Kolonien in unserem Gebiete.

(Siehe Tafel V [III]).

Profil I. Dasselbe durchquert den westlichen Teil des von uns kartierten Gebietes. Zuunterst liegen die Schichten der Stufe d_5 (= nördlicher d_5-Streifen), welche im unteren Teile durch Schiefer (teilweise vielleicht schon d_4), im oberen Teile hauptsächlich durch quarzitische Sandsteine vertreten sind. Diesen Schichten sind 4 Diabaslagergänge eingelagert. Es folgen nun die nächst jüngeren Schichten der Stufe e_1 (= nördlicher e_1-Streifen, Barrandes „Colonie d'Archiac"), in denen man gut die drei Graptolitenhorizonte feststellen kann; innerhalb dieser Stufe sind zwei Diabasdecken. Im oberen Teile treten Kalksphäroide und -bänke auf; die obersten Schichten mit *Monograptus colonus* sind stark disloziert. Im Hintergrunde eines Hauses der nördlichsten Häuserreihe von Řepora sind diese Schichten in einer Grube gut aufgeschlossen; sie sind

völlig verruschelt und enthalten Kalkbänke und kopfgroße, ja noch größere Kalksphäroide. Die Grube entblößt eine Stelle, welche die von mir als eine Faltenüberschiebung aufgefaßte Längsdislokation durchläuft. Dieser ist die Aufschiebung der nun im Hangenden der Stufe e_1 folgenden älteren Schichten der Stufe d_5 zuzuschreiben. Letztere beginnen mit einer dislozierten Diabasdecke und bestehen im unteren Teile aus Schiefern und Diabastuffen, im oberen Teile vorwiegend aus Sandsteinen und einem mächtigen Diabaslagergang. Darüber folgen in normaler Lagerung abermals Schichten der Stufe e_1 mit eingelagerten Diabastuffen und -strömen, ferner die Stufen e_2—g_1, teilweise von tertiären Schottern und Sanden verdeckt.

Die ebenerwähnte Ueberschiebung verläuft nicht geradlinig, wie aus der Karte zu ersehen ist; sie ist zunächst an die Grenze einer Diabasdecke und der obersten Schichten der Stufe e_1 gebunden, biegt dann gegen N um und nimmt weiter wiederum N—O-Richtung an, um die Grenze zwischen der Stufe e_1 und den überschobenen Schichten der Stufe d_5 (bzw. des oberen d_4) zu bilden.

Profil II verläuft etwas östlich von dem vorhergehenden Profile. Man trifft hier zunächst dieselbe Situation wie in diesem an; abermals sind die älteren d_5-Schichten des mittleren d_5-Streifens über die Stufe e_1 (= nördlicher e_1-Streifen), deren Mächtigkeit jedoch bedeutend abgenommen hat, überschoben. Im Hangenden des mittleren d_5-Streifens folgen nun Graptolitenschiefer der Stufe e_1 (= mittlerer e_1-Streifen, Barrandes „Zweite Kolonie bei Řepora"), die jedoch abermals von der älteren d_5-Stufe (= südlicher d_5-Streifen) überlagert werden. Im Hangenden letzterer liegen dann normal die Schichten des südlichen e_1-Streifens.

Zweimal findet man also hier die Graptolitenschiefer e_1 konkordant den älteren d_5-Schichten eingelagert. Die nördliche Einlagerung ist ohne Zweifel derselben Ursache zuzuschreiben wie im Profil I; die südliche, zweite Einlagerung (Barrandes „Zweite Kolonie bei Řepora") muß jedoch in anderer Weise erklärt werden. Es folgen nämlich in ihrem Hangenden flach lagernde Schichten der Stufe d_5 mit einem mächtigen Diabaslagergang, die auf der Anhöhe nördlich von Kote 342 ganz gut zutage treten und nicht die geringste Spur einer etwaigen Längsstörung erkennen lassen. Man muß wohl am besten eine gegen NW überkippte isoklinale Falte annehmen, wie sie unser Profil II und III darstellt.

Am rechten Ufer des Prokopibaches findet man im Profile II auf der Anhöhe „Na Požáru" schon die Schichten e_2 bis g_3 aufgeschlossen; hier beginnt bereits eine eluviale Lehmdecke die paläozoischen Schichten zu verdecken.

Profil III zeigt dieselbe Lagerungsweise der Schichten wie Profil II; doch umfaßt es, da es mehr gegen SO als Profil II beginnt, bloß die zweite südliche Einlagerung der Graptolitenschiefer in die Schichten der Stufe d_5.

Die Tektonik dieser Wechsellagerung von älteren d_5- und jüngeren e_1-Schichten möchte ich also in unserem Gebiete auf Grund der im Terrain festgestellten Verhältnisse durch Ueberschiebung und Ueberkippung einer Isoklinalfalte erklären. „Colonie d'Archiac“ wäre auf eine Faltenübershiebung, Barrandes „Zweite Kolonie bei Řepora“ auf eine gegen NW überkippte Isoklinalfalte zurückzuführen, infolge deren die älteren Schichten der Stufe d_5 ins Hangende der jüngeren e_1-Schichten zu liegen kommen.

Eine ganz ähnliche Lagerungsweise stellte ich im Gebiete zwischen Hinter-Třebáň und Karlstein (**26**, S. 17) fest, wo ich auf Grund der dort sehr schön aufgeschlossenen Profile in ähnlicher Weise wie in unserem Falle Barrandes „Kolonie Běleč und Hinter-Třebáň“ aufklärte.

Der sonst um die Erforschung des mittelböhmischen älteren Paläozoikums so hochverdiente Barrande wandte sich in seiner „Défense des Colonies IV“ (**6**) gegen jegliche tektonische Erklärungsweise seiner „Colonie d'Archiac“. Wenn auch heute kaum jemand an der tektonischen Entstehungsweise der sogenannten Kolonien zweifeln wird, so verdienen doch manche Gründe, welche Barrande gegen eine solche Anschauung ins Feld führte, eine nähere Erörterung. Barrande beobachtete ganz richtig die quarzitischen Sandsteine im Hangendteile unseres nördlichen d_5-Streifens, vermißte sie jedoch in unserem mittleren d_5-Streifen. Es lassen sich jedoch diese Sandsteine ganz gut einerseits im Liegenden des mittleren e_1-Streifens (Barrandes zweite Kolonie östlich von Řepora), ferner bei Kote 339 im Hangenden des mächtigen Diabaslagerganges beobachten.

In der „Colonie d'Archiac“ sollen nach Barrande in den oberen Schichten keine zusammenhängenden Kalkbänke vorkommen wie im normalen e_1; in der Tat sind jedoch diese Bänke heute ganz gut in der obenerwähnten Grube an der nördlichen Häuserreihe von Řepora aufgeschlossen, so daß auch dieser vermeintliche Unterschied entfällt. Zu Barrandes Zeiten existierte offenbar noch nicht dieser Aufschluß, welcher die dislozierten e_1-Schichten an der Grenze gegen die überschobenen d_5-Schichten entblößt, da er (**6**, S. 68) nirgends ein Zeichen einer mechanischen Dislozierung („perturbation“) zwischen den einzelnen Stufen hier sehen konnte.

Barrandes Profile durch das Gebiet der „Colonie d'Archiac“ und der „Zweiten Kolonie östlich von Řepora“ zeigen, wie sonst scharfe Beobachtungen dieser Forscher machte. Sein Profil $Q—R$ entspricht etwa dem nordwestlichen Drittel unseres Profiles I und stimmt mit diesem fast völlig überein. Nur läßt Barrande auf den höchsten Diabaslagergang des nördlichen d_5-Streifens gleich die Stufe e_1 folgen, während in Wirklichkeit zunächst noch über dem Diabase Sandsteine mit Schieferlagen der Stufe d_5 anzutreffen sind, wie man es in einem nördlich vom westlichsten Ende der Ortschaft Řepora eröffneten Steinbruche beobachten kann. Allerdings liegt in Barrandes Profile unser mittlerer d_5-Streifen ohne Dislokation im Hangenden seiner „Colonie d'Archiac“, während —

wie wir gezeigt haben — hier eine Längsdislokation sich klar nachweisen läßt.

Den in Barrandes geologischer Karte der Umgebung von Řepora eingezeichneten Diabas an der Kreuzungsstelle der alten und neueren Straße nach Stodůlky (nördlich von Řepora) konnte ich nicht auffinden.

Barrandes Profil S—T entspricht etwa einem Teile unseres Profiles II. Es stellt seine „Seconde apparition coloniale de schistes à Graptolites, près du village de Ržépora“ dar; dieser unser mittlere e_1-Streifen ist jedoch viel mächtiger als sie in Barrandes Karte und Profil eingezeichnet sind; auch konnte ich den Diabas, der diese Graptolitenschiefer begleiten soll, nirgends auffinden. Sonst bezeugen jedoch Barrandes geologische Karte und seine Profile aus der Umgebung von Řepora sorgfältige, geologische Beobachtung.

Katzer (19, S. 926) gibt in seiner „Geologie Böhmens“ ein geologisches Kärtchen der nächsten Umgebung von Řepora sowie ein Profil durch die „Verwerfung d'Archiac“. Doch sind hier die Diabase nicht ganz richtig eingezeichnet, ebenso fehlt auch vollständig der mittlere Graptolitenschieferstreifen (Barrandes zweite Kolonie), so daß Barrandes geologische Karte viel richtiger ist. Im Profile zeichnet Katzer eine senkrechte Verwerfungsspalte, längs welcher die Stufe d_5 und e_1 aneinandergrenzen. Mit Hinsicht auf die nochmalige Auflagerung von älteren d_5-Schichten auf jüngeren e_1-Schichten weiter gegen S—O, wo im Terrain keine Spur einer Verwerfung anzutreffen ist, sowie mit Rücksicht auf die von mir festgestellte gleichartige tektonische Lagerungsweise von d_5 und e_1 zwischen Hinter-Třebáň und Karlstein kann ich auch in diesem Falle mit der Aufnahme einer senkrecht in die Tiefe setzenden Bruchlinie, an welcher „die Stufe e_1 gegen die Stufe d_5 abgesunken wäre“, nicht übereinstimmen.

Marr (8, S. 611—612) befaßte sich eingehender mit der Tektonik der „Colonie d'Archiac“ und veröffentlichte auch ein Profil durch dieselbe. Er untersuchte die Lagerungsweise der Schichten mit Novák eben, als der Straßenbau hier ein gutes Profil entblößte. Marr fand hier wie in den Schichten der Stufe e_1, so in den d_5-Schichten Faltungserscheinungen; man braucht nur die in seinem Profile (S. 612, Fig. 8) eingezeichnete Dislokation nach S einfallen zu lassen, um zu der von uns angenommenen Anschauung einer Ueberschiebung von d_5 auf e_1 zu kommen. Die Umbiegung der Schichten an der Bruchlinie fordert geradezu zu einer solchen Erklärungsweise auf.

Ueberschiebung unterhalb der Zlichover Kirche u. a. Eine flache Ueberschiebung mit Längsbrüchen von f_2 über g_1 wurde von Liebus (5) und Wähner (9) unterhalb der Zlichover Kirche an der Bahnstrecke beobachtet. Mit Recht weist Wähner (S. 43) darauf hin, daß die Art der Schleppung der oberen g_1-Schichten längs der Ueberschiebungsfläche auf einen Schub von Norden hindeutet.

Wähner beschreibt eingehend diesen interessanten Aufschluß und gibt auch ein getreues photographisches Bild desselben (Taf. VIII, Abb. 1), so daß ich auf seine näheren diesbezüglichen Aufklärungen hinweise. Nur möchte ich hier bloß eine Ueberschiebung von mittlerem g_1 über oberes g_1 annehmen, wie ich bereits S. 88 erklärte.

Auf eine kleine Schollenüberschiebung innerhalb der Uebergangsschichten zwischen g_2 und g_3 an der Smichov—Hostiwitzer Eisenbahnstrecke, südlich der Švagerka bei Zlichov, machte gleichfalls Wähner aufmerksam; auch ist in seiner Arbeit ein photographisches Bild dieser Stelle enthalten (Taf. VII).

In älteren Arbeiten finden wir quer über das Prokopital geführte Profile, insbesondere bei Krejčí (**27**, Profil 8 und 9), ferner bei Krejčí-Feistmantel (**28**, S. 69) und Počta (**4**, Taf. VI); sie sind mehr oder weniger schematisch gehalten. Von Jahn (**17**, S. 7) wurde eingehender das Profil zwischen Zlichov und dem Barrandefelsen längs der Kuchelbader Straße beschrieben. Katzer (**19**, S. 1015) mußte Längsdislokationen im Sinne haben, wenn er die Meinung aussprach, daß „in der Ausdehnung von Tetín bis Zlichov sich Verwerfungen nachweisen lassen, durch welche die Knollenkalke zum Teil fast direkt über die Obersilurstufe 3 b ($= e_2$) zu liegen kommen, so daß die Tentaculitenkalke ($= f_1$) nicht zutage treten können. In das Gebiet des Prokopitales reichen allerdings solche Längsstörungen nicht hinein, die Stufe f_1 läßt sich im Terrain ganz gut verfolgen.

4. Querdislokationen.

Blattverschiebungen sind in unserem Gebiete sehr zahlreich; sie bewirken in erster Reihe eine mehr oder weniger horizontale Verschiebung der Schichtstufen gegeneinander; die Schubflächen pflegen mit fast horizontalen Rutschstreifen versehen zu sein. Meist lassen sich diese Querbrüche im Terrain recht gut feststellen; entweder sind sie in den zahlreichen Steinbrüchen des Prokopitales direkt aufgeschlossen, wie zum Beispiel zwischen den Prokopisteinbrüchen und Hlubočep, oder man kann auf ihr Vorhandensein aus dem Verlaufe mancher morphologisch an der Oberfläche in markanter Weise auftretende Schichtgruppen, wie zum Beispiel der Tentaculitenschiefer g_2 schließen. Im Liegenden und Hangenden der g_2-Schichten ragen die harten Kalke der Stufe g_1, bzw. g_3 mehr oder weniger hoch empor, während sie selbst als weiche, der Denudation und Verwitterung eher unterliegende Schiefer gewöhnlich durch eine deutliche Depression erkennbar sind; so insbesondere westlich und östlich von Klukowitz. In unmittelbarer Nähe mancher Blattverschiebungen findet man kleinere Störungen und Faltungen der angrenzenden Schichten.

Wähner (**9**, S. 33) sagt passend: „Die ausgezeichnet entblößten g_3-Kalke (auf der Nordseite des Prokopitales) bieten die beste Gelegenheit, Musterbeispiele von Blattverschiebungen vorzuführen, da man sowohl die Bruchflächen sehen und untersuchen, wie das Maß der Querverschiebungen feststellen kann."

Von den überaus zahlreichen Blattverschiebungen unseres Gebietes wurden alle, die im Terrain klar erkenntlich waren, in das geologische Kartenbild aufgenommen.

Schichtenparallele Querverschiebungen. Diese neue Art von Dislokationen wurde zuerst von Purkyně (29) aus dem Cambrium Mittelböhmens beschrieben. Im östlichen Teile des Prokopitales wurden sie von Wähner (9, S. 27) festgestellt. Er charakterisiert sie folgendermaßen: „Querbrüche, die überhaupt keine Verschiebung von Gebirgsstücken aus der Streichrichtung bewirken. An diesen Querbrüchen verlaufen die Rutschstreifen parallel zu den Schichtfugen und Schichtflächen oder weichen nur geringfügig ab. Wenn ein Gebirgsstück an zwei Querbrüchen von seiner Umgebung sich abgetrennt, zugleich entlang Schichtflächen von seinem Liegenden (und etwa auch vom Hangenden) sich abgelöst hat und die Bewegung in der Richtung der Abtrennung und Ablösung eine kurze Strecke unter allseitigem Gebirgsdruck fortsetzt, so wird die Bewegung parallel zur unteren Schichtablösungsfläche erfolgen, auf der das Gebirgsstück gewissermaßen gleitet, und dieses wird einerseits auf Schichtflächen Bewegungsspuren zurücklassen, anderseits an den beiden Querbruchflächen schichtenparallele Streifung hervorrufen. Dem häufigen Auftreten von Glättung und Rutschstreifen auf Schichtflächen entspricht daher das häufige Vorkommen von Querbrüchen mit schichtenparalleler Bewegung und umgekehrt. Außerdem fand Wähner auch „Längsbrüche, beziehungsweise Diagonalbrüche mit schichtenparallelen Rutschstreifen, die demnach auf Bewegungen in der Streichrichtung des betreffenden Gebirgsstückes hinweisen; zum Beispiel in den Knollenkalken g_3 bei Hlubočep (9, S. 33, Taf. V, Fig. 1).

Die schönen Beispiele der schichtenparallelen Dislokationen findet man also in unserem Gebiete insbesondere im Bereiche der großen verlassenen Steinbrüche zwischen dem Schwarzenbergschen Kalkofen bis östlich von Hlubočep.

Klukowitzer Verwerfung. Der bedeutendste Querbruch unseres Gebietes ist die Verwerfung, längs welcher nicht nur eine gegenseitige Verschiebung der Schichten, sondern gewiß auch eine vertikale Bewegung stattfand. Sie ist gut im Steinbruche am linken Ufer längs des Butowitzer Baches unweit einer Mündung in den Prokopibach aufgeschlossen. Diese von mir als Klukowitzer Verwerfung bezeichnete Querdislokation verläuft durch die Schlucht südlich bei Klukowitz über den schmalen Felsenausläufer, welcher das Prokopital vom Butowitzer Bache nahe seiner Mündung trennt, setzt dann auf das linke Ufer des zuletzt genannten Baches über, um bei Nová Ves abermals das Tal zu durchqueren und weiter nach NW zu streichen. In dem obengenannten Steinbruche läßt sich die NW—SO-Richtung der Verwerfung sowie ihr Einfallen gegen NO beobachten. An der Verwerfungsspalte nehmen auch der Diabas und teilweise die an ihn im Streichen angrenzenden Kalke der Stufe g_1 nordwestliche

Streichrichtung an; außerdem ist sie durch eine Ruschelzone, welche von einem grünlichen, von Kalkspatadern durchsetzten Schiefer ausgefüllt wird, gekennzeichnet. Im Liegenden des Diabases befinden sich im Tale völlig verruschelte Graptolitenschiefer. An der Verwerfung liegen also im Steinbruche nebeneinander Schichten der Stufe g_1 und obersilurischer Diabastuff (siehe Tafel IV [II], Fig. 2). Ebenso findet man am gegenüberliegenden rechten Ufer (siehe die geol. Karte Tafel VI [4]), wo die Verwerfung durchsetzt, nebeneinander Schiefer der Stufe g_2 und dislozierte Kalke der Stufe e_2. Liebus (5, S. 110) wollte diese Lagerung durch „Auffaltung eines Diabaslagerganges (!)“ erklären.

Die Klukowitzer Verwerfungsspalte fällt, wie oben erwähnt wurde, gegen NO ein. Man wird also am natürlichsten annehmen, daß der Hangend-, d. i. Ostflügel der Verwerfung in Bewegung gelangte. Hierbei ist zu beobachten, daß einerseits die Schichten des Ostflügels gleichsam gegen die entsprechenden Schichten des Westflügels nördlicher zu liegen kamen, anderseits im Westflügel die Schichten an der Verwerfung aus der ONO- in die SO-Richtung umbiegen. Es scheint also die gegenseitige Lage der Schichten in den beiden Flügeln der Verwerfung scheinbar für eine Verschiebung des Ostflügels gegen Nord zu sprechen, während die Schleppung der Schichten im Westflügel eine zu ersterer widersinnige Bewegung gegen Süd voraussetzen würde. Dieser scheinbare Widerspruch könnte auf zweifache Weise erklärt werden. Zunächst muß man sich vor Augen halten, daß man sich im Gebiete des Nordschenkels einer großen Synklinale befindet, welche von einer Querverwerfung durchsetzt wird; es ist natürlich, daß im abgesunkenen Teile die Schenkel der Synklinale je nach dem Ausmaße der Sprunghöhe der Verwerfung auseinanderweichen, daß also in unserem Falle in der abgesunkenen (Ost-) Scholle die einzelnen Schichten weiter nördlich zu liegen kamen als in der westlichen Scholle. Vielleicht war die Sprunghöhe hier groß genug, daß selbst bei einem südöstlichen Absinken der östlichen Scholle, welches die genannte Schleppung in der Westscholle bewirkt hätte, noch immer in ersterer gegen letztere die Schichten gleichsam gegen Nord verschoben erscheinen.

Eine andere Erklärungsweise wäre die, welche eine zweifache Bewegung längs der Querdislokation voraussetzen würde. Zunächst wäre zum Beispiel die östliche Scholle an einer Blattverschiebung gegen Norden verschoben worden, später hätte dann eine vertikale Bewegung desselben Flügels gegen Süd stattgefunden, welche die Schleppungserscheinungen im Westflügel zur Folge gehabt hätte.

Wähner (9) scheint sich der Annahme doppelter Bewegungen an Querbrüchen unseres mittelböhmischen Faltengebirges zuzuneigen. Es dürfte sich dann wohl am ehesten um tertiäre, oder noch jüngere, posthume Bewegungen an präexistierenden variszischen Querbrüchen handeln. In diesem Falle sollte man, falls irgendwo auf den be-

treffenden Schollen die Kreidedecke, beziehungsweise noch jüngere Deckensedimente erhalten blieben, dem dann notwendigerweise entstehenden Unterschiede in der Höhenlage der Kreide- oder jüngeren Sedimente nachgehen.

5. Relatives Alter der Dislokationen.

Daß die Längsstörungen älter als die Querbrüche zu sein pflegen und von diesen verschoben werden, geht aus einer Reihe neuerer Beobachtungen hervor. So konnte ich zum Beispiel südlich von Karlstein auf dem Vočkovberge (**26**, geol. Karte und S. 22) beobachten, wie eine Querverwerfung eine Faltenüberschiebungsfläche durchsetzt und verschiebt, also jünger ist als letztere. Dieses Altersverhältnis zwischen Längs- und Querstörungen kann man am häufigsten feststellen. Doch gibt es Fälle, wo das Gegenteil angenommen werden muß. Ich habe zum Beispiel im Talgebiete des Kačákbaches zwischen Unhošt und Nenačovic (**30**, S. 13) beobachtet, wie eine Ueberschiebung an einer Querverwerfung plötzlich absetzt, also offenbar jünger zu sein scheint als letztere.

Man muß mit Wähner (**9**) völlig übereinstimmen, wenn er annimmt, daß die schichtenparallelen Querbrüche „zur Zeit, als die Schichten noch flacher gelagert und in Faltung begriffen waren, eingetreten sind", während die Bewegungen an Blattverschiebungen jünger sind als die steile Aufrichtung der Schichten, denn die Rutschstreifen durchqueren die steil aufgerichteten Schichten. Hiernach wären also die schichtenparallelen Verschiebungen älter als die Blattverschiebungen, diese älter als die meisten Längsstörungen. Doch entstanden alle insgesamt im Laufe der orogenetischen Faltenbewegung, welcher das mittelböhmische ältere Paläozoikum seinen tektonischen Aufbau verdankt.

6. Beziehungen zwischen Diabaseruption und Tektonik unseres Gebietes.

Ueber die wechselseitige Beziehung der Diabase und Längsstörungen, beziehungsweise der Entstehung der sogenannten Kolonien im mittelböhmischen älteren Paläozoikum habe ich mich auf Grund meiner Beobachtungen im Terrain bereits in meiner Arbeit „Ueber die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Litten—Hinter-Třebáň und Poučník bei Budňan" (**26**, S. 24 und Fig. 2—3) in folgender Weise geäußert: „Nach meinem Urteile hatten die Diabaseruptionen keinen Einfluß auf die Entstehung der sogenannten Kolonien, da ja letztere genetisch in tektonischer Beziehung jünger sind als die in ihrem Gebiete auftretenden Diabaseruptionen; es pflegen auch die Diabaslagergänge mit den sie umgebenden Schichten mitgefaltet und disloziert zu sein." Ferner auf S. 21: „Es ist bekannt, daß die Mehrzahl der sogenannten Kolonien von Diabasen begleitet sind. Ich bin

der Ansicht, daß eben diese Diabase vielfach die indirekte Hauptursache der tektonischen Bildungsweise der Kolonien sind. Die mächtigeren Diabaskörper lagen wie feste, harte Platten zwischen den weichen Schiefern e_1 und leisteten der Faltung oft bedeutenderen Widerstand als letztere, so daß es in ihrer Nähe zu Faltenzerreißungen, zur Entstehung von Ueberschiebungen und Verwerfungen kam, durch welche wir heute die sogenannten Kolonien erklären." Auch im algonkisch-silurischen Talgebiete des Kačákbaches (**30**, S. 14) konnte ich keinen Einfluß der Diabaseruptionen auf die Tektonik beobachten.

Meiner Ansicht betreffend das Altersverhältnis zwischen unseren silurischen und devonischen Diabasen einerseits und der variszischen Faltung sowie der aus ihr hervorgegangenen Bruchbildung anderseits scheint sich auch Slavík (**31**, S. 29) anzuschließen, wenn er auf das ganz andere geologische Auftreten der Diabase, welche vor der mittelböhmischen Granitintrusion in knapp vorvariszischer Zeit empordrangen sowie auf die enge Verknüpfung von Diabasdecken und -lagergängen in unserem älteren mittelböhmischen Paläozoikum hinweist.

Ich kann nicht mit den Anschauungen übereinstimmen, welche die Diabaseruptionen in direkte Verbindung mit der Entstehung von Längsstörungen oder sogar der Faltung unserer Silur-Devonschichten bringen. Solche Ansichten wurden in älterer Zeit insbesondere von Krejčí-Feistmantel und Katzer ausgesprochen. Nach Krejčí-Feistmantel (**28**, S. 70) soll die Entstehung der Längsstörungen mit den Diabaseruptionen zusammenhängen und zwar wären beide fast gleichzeitig entstanden. Katzer (**19**, S. 917) schreibt: „Vielfache Störungen wurden aber durch die Diabasdurchbrüche oder vielmehr durch die geotektonischen Vorgänge, welche die Diabasdurchbrüche zur Folge hatten, verursacht, da infolge derselben an zahlreichen Orten Einkeilungen von Schiefern der Stufe $2d$ ($= d_5$) in die Stufe $3a$ ($= e_1$) und der Gesteine dieser letzteren in die Stufe $2d$ stattfinden, welche an vielen Stellen einen bunten Wechsel von weichen, glimmerigen Schiefern mit diabasischen Gesteinen und Graptolitenschiefern bewirken." Ferner auf S. 925: „Zwischen Zbuzan und Klein-Ohrada (also im westlichen Teile unseres Gebietes) werden die vielfachen Verwerfungen im Grenzgebiete zwischen Unter- und Obersilur durch zahlreiche Diabaslager bezeichnet."

Neuerdings hat auch Nowak (**32**, S. 237) dem „in die Schichten eindringenden und sich aufwölbenden Diabasmagma Schichtenbiegungen", also Faltungserscheinungen in den Schiefern zugeschrieben und (S. 251) „auf den Zusammenhang der Störungen mit den Diabasintrusionen" hingewiesen, allerdings in ganz anderem Sinne, als ich es in der oben zitierten Arbeit tat. Weiter (S. 236) meint Nowak „Da sich das Auftreten der Diabase gerade an die Zone der großen Störungen (d. i. Längsstörungen) hält, die die zahlreichen Schichtenwiederholungen zur Folge haben, so könnte man sich die Anschauung bilden, daß das Diabasmagma nachträglich zwischen die durch die Faltung gleichsam aufgeblätterten Sedimentschichten eingedrungen ist."

In allerletzter Zeit sucht W ä h n e r (9) in seiner verdienstvollen Arbeit, welche seine eigenen sowie die in neueren Arbeiten vertretenen Anschauungen über die Tektonik des älteren mittelböhmischen Paläozoikums zusammenfaßt, zwischen den obengenannten Ansichten von K r e j č í - F e i s t m a n t e l, K a t z e r, N o w a k einerseits und meiner oben ausgesprochenen Anschauung über Zusammenhang zwischen Tektonik und Diabaseruption anderseits zu vermitteln. Nach W ä h n e r (S. 53—54) 1. „dürfte die Faltung eine weitgehende Ablösung der gesamten jüngeren Schichtenreihe von Untersilur bewirkt haben. So konnte es geschehen, daß, als an viel tiefer greifenden, das Untersilur und dessen Unterlage durchsetzenden Brüchen Eruptivgesteine empordrangen, diese auch in den Raum jener Ablösungsfläche sich verbreiteten, hier vielleicht in größerer Menge (Lakkoliten) sich anhäuften und auch in die an jener stratigraphischen Grenze entstehenden Brüche eindrangen." 2. „Die Zeit des Eindringens in jene Längsbruchspalten würde sich demnach ein wenig genauer durch die Zeit des Faltungsvorganges bestimmen lassen, für den wir den Zeitraum Oberdevon-Unterkarbon zur Verfügung haben." 3. „Vielleicht kommen wir der Wahrheit am nächsten, wenn wir uns vorstellen, daß, wie teilweise die Tatsachen lehren, Eruptionen von Diabas wiederholt: v o r, z u B e g i n n und w ä h r e n d des Verlaufes der Gebirgsbildung sich ereigneten, daß aber ihr Eindringen in der Form von mächtigen Lagerungen insbesondere w ä h r e n d d e r B r u c h b i l d u n g, w ä h r e n d d e r A u s b i l d u n g d e r U e b e r s c h i e b u n g e n stattgefunden hat." 4. „Die Faltung und die daraus hervorgehende Bruchbildung einerseits, die Diabasergüsse anderseits gingen während eines längeren Zeitraumes Hand in Hand; die entstehenden Brüche stellen die Verbindung mit Tiefengebieten her, in denen heißflüssige Gesteine vorhanden waren, wodurch diesen der Weg eröffnet wurde."

Zu diesen Ausführungen möchte ich folgendes bemerken:

Ad. 1 und *4.* Längsstörungen, welche längs der Diabaslagergänge der Silurschichten durchsetzen, sind doch nur im Ganzen eine verhältnismäßig s e l t e n e Erscheinung. I n d e n w e i t a u s m e i s t e n F ä l l e n f i n d e n w i r n i c h t d i e g e r i n g s t e S p u r e i n e r S t ö r u n g z w i s c h e n D i a b a s l a g e r g a n g u n d S i l u r s c h i c h t e n. E s s c h e i n t m i r d e m n a c h k e i n e d i r e k t e B e z i e h u n g z w i s c h e n D i a b a s i n t r u s i o n u n d L ä n g s s t ö r u n g z u e x i s t i e r e n.

Ad. 2. Wenn die Diabasintrusionen so jungen Alters wie der Beginn der variszischen Faltung in unserem mittelböhmischen älteren Paläozoikum wären, warum sollte das Diabasmagma nicht in eine ganze Reihe von großen Längsstörungen, welche jenes durchsetzen, eingedrungen sein? Warum fehlen die Diabasintrusionen und -effusionen zum Beispiel in der großenteils ähnlich wie die Stufen d_4, d_5, e_1 aus Schiefern zusammengesetzten, oft recht mächtigen Schichtstufe H?

Ad. 3. Meine Ansicht, daß die Längsstörungen der Kolonien nur in i n d i r e k t e r Beziehung zu den Diabaskörpern stehen, scheint auch die g r o ß e L ä n g s s t ö r u n g d e r K o l o n i e d'Archiac zu

bestätigen. Die Längsstörung ist nämlich im westlichen Teile an den Verlauf einer untersilurischen Diabasdecke gebunden, als an einen Diabaskörper, der jedenfalls viel älter ist als die variszische Faltung und Bruchbildung. Außerdem sind allerdings die Diabase, wie ich in meiner obenzitierten Arbeit nachwies, oft mitgefaltet, anderswo auch disloziert, also auch in diesen Fällen älter als die variszische Faltung.

Ich habe also bisher bei der geologischen Kartierung weder im Gebiete Litten—Karlstein, noch im Kačaktale noch im Silur-Devongebiete des Prokopitales Anzeichen gefunden, nach welchen ich schließen könnte, daß die Diabaseruptionen Faltungserscheinungen hervorgerufen hätten oder daß sie mit Längsstörungen in direkter Verbindung ständen. Es ist seit lange her bekannt, daß effusive Diabase im mittelböhmischen älteren Paläozoikum bis über die Stufe f_2, ja g_2 hinaus reichen. Nach alledem, was gesagt wurde, scheint mir die Annahme naturgemäß und den Lagerungsverhältnissen im Terrain entsprechend, daß auch die intrusiven Diabaslagergänge silurischen bis mitteldevonischen Alters sind, daß gleichzeitig mit den gewaltigen Diabaseruptionen, welche vor der variszischen Faltung die zahlreichen Diabasdecken und -ströme entstehen ließen, von den Eruptionszentren in die jeweilig älteren, vom Diabasmagma durchbrochenen Schichten gleichzeitig Lagergänge eindrangen. Hiernach wären also viele Diabasdecken gleichalterig mit den Diabaslagergängen, die man in ihren Liegendschichten antrifft; zugleich würde sich aber auch für die Diabaslagergänge des mittelböhmischen älteren Paläozoikums ein silurisches bis mitteldevonisches Alter ergeben.

V. Tertiär-Diluvium.

1. Tertiär.

Oben auf den Anhöhen unseres Gebietes liegen an zahlreichen Orten verstreut Blöcke eines eisenschüssigen Sandsteines und Konglomerates; stellenweise findet man auch Blöcke, die vorwiegend aus oft oolithisch ausgebildetem Hämatit bestehen, wie zum Beispiel bei Klukowitz, Ořech usw. Letztere wurden früher an manchen Stellen aufgesucht und verwertet.

In der älteren Literatur (Krejčí-Helmhacker, Katzer u. a.) werden diese Sandsteine und Konglomeratblöcke gewöhnlich als „zerfallene Perutzer Kreideschichten“ aufgefaßt. Neuere, in den letzten Jahren erschienene Arbeiten (insbesondere Daneš, Kettner, Purkyně, Smetana, Autor u. a.) weisen auf ihr wahrscheinlich tertiäres Alter hin. Ich fand im südöstlichen Teile

des kartierten Gebietes (südwestlich von Kote 289) oberhalb der Prag-Kuchelbader Straße Schotterablagerungen mit denselben eisenschüssigen Sandsteinen und Konglomeraten, die offenbar nur sekundär verkittteten verhältnismäßig jungen Sand und Schotter vorstellen, in einer Höhenlage über 300 *m* ü. d. M. Diese Höhe scheint mir einerseits der Annahme eines kretazischen Alters dieser Sedimente zu widersprechen, anderseits liegen sie aber wiederum höher als die oberste diluviale Moldauterrasse; wohl handelt es sich demnach um tertiäre, wahrscheinlich pliocäne Süßwasserablagerungen. Die Konglomerate enthalten hier nebst Quarz- und Kieselschiefer auch devonische Kalksteingerölle. Wahrscheinlich sind auch die übrigen, obenerwähnten, zerstreut umherliegenden Blöcke tertiären Alters. Mitunter findet man in ihnen auch schlecht erhaltene Pflanzenreste; ich habe bisher nur ein spärliches Material derselben gesammelt, immerhin wird sich vielleicht manches bestimmen lassen und zur weiteren Aufklärung der Altersfrage dieser Blöcke, die paläontologisch in der weiteren Umgebung Prags noch nicht festgestellt ist, beitragen. Es wäre wünschenswert, überall Fossilienfunden in diesen Sandstein- und Konglomeratblöcken nachzugehen.

Für tertiär halte ich ferner die Schotter und Sande unseres Gebietes, welche über 300 *m* ü. d. M., also viel höher liegen als die älteste, obere diluviale Moldauterrasse. Ich fand sie von Ost nach West an folgenden Stellen: 1. Ueber dem Moldautale südwestlich von Kote 289 (in abs. Höhe 300—320 *m*); von hier lassen sie sich bis gegen das Tal von Klein-Kuchelbad verfolgen. 2. Ueber den St. Prokopsteinbrüchen in Ost und West (über 300 *m*). 3. Südlich von Klukowitz (300—315 *m*). 4. Nördlich von Klukowitz oberhalb des linken Ufers des Prokopi- und Butowitzer Baches auf der Anhöhe Hradiště (300—310 *m*). 5. Westlich und südlich von Holin (310—320 *m*) bis gegen Slivenec (350 *m*). 6. Südlich von Ohrada (310—330 *m*) 7. Nordwestlich von Nová Ves (300—310 *m*). 8. Südöstlich von Řepora (350—360 *m*); diese Schotterablagerungen hängen offenbar mit jenen von Slivenec zusammen.

Der Moldauspiegel liegt bei Hlubočep etwa 179 *m* ü. d. M.; die erwähnten Schotter und Sande befinden sich also 120—140 *m*, manche sogar bis über 170 *m* oberhalb des heutigen Moldauspiegels. Man kann demnach auch in unserem Gebiete zwei dem Alter und der Höhenlage nach verschiedene tertiäre Sand- und Schotterablagerungen fluviatilen, beziehungsweise lakustrinen Ursprungs beobachten, welche in Uebereinstimmung stehen mit ähnlichen Ablagerungen, die anderswo in der weiteren Umgebung Prags von den oben angeführten Autoren festgestellt wurden. Einen Ueberblick derselben gab ich in meiner Arbeit „Ueber die geolog. Verhältnisse der Gegend von Litten usw.“ (**26**, S. 31—32), auf die ich hier verweise. Auf den älteren Karten sind auch diese Schotter und Sande meist „als zerfallener Perutzer Sandstein“ oder als „diluvialer Sand und Schotter“ verzeichnet.

2. Diluvium.

Terrassen. Von den drei Diluvialterrassen, welche sich im Moldautale verfolgen lassen, können in unserem Gebiete Reste der Ober- und Mittelterrasse festgestellt werden. Purkyně (33) gibt für die Oberterrasse bei Branik, also gegenüber von Hlubočep am rechten Moldauufer, die Höhe von 270 *m*, für die Mittelterrasse bei Hlubočep 240 *m* an; in seiner Abhandlung findet man auch zwei schöne Abbildungen (Taf. VII) der Mittelterrasse, welche sich über den g_1-Kalken oberhalb der Prag—Kuchelbader Strecke nordöstlich von Kote 289 sich befindet. Die aus Schotter und Sanden bestehende Akkumulationsterrasse liegt hier auf der Felsenterrasse der g_1-Kalke.

Zur oberen Moldauterrasse gehören in unserem Gebiete die Schotter und Sande südlich von Hlubočep (270—280 *m*); dem Alter nach entsprechen ihr wohl auch die Schotter, welche in einer Höhe über 280 *m* bei Kote 265 am rechten Ufer des Butowitzer Baches anzutreffen sind.

Der mittleren Moldauterrasse schreibe ich die Terrasse südlich von Hlubočep (240—250 *m*), welche die in einem Steinbruche schön aufgeschlossenen g_3-Kalke unweit des Bahnviaduktes bedecken, zu. Ferner die Schotter östlich bei Hlubočep, welche gleichfalls auf g_3-Kalken liegen, und schließlich die oben erwähnte Terrasse oberhalb der Prag—Kuchelbader Straße (ca. 230—240 *m*).

Lehm- und Schuttablagerungen. Die Anhöhen sind nebst dem angeführten Schotter mit Eluviallehm bedeckt. Sonst findet man auf geneigter Oberfläche und Abhängen auch mächtige lößartige Lehme und Gehängelehme. Solche sind in bedeutender Mächtigkeit oberhalb (westlich) von Zlichov, wo sie den Muldenschluß der Stufe g_2 verdecken, in einem schmalen Wege gut aufgeschlossen; ferner südlich von Hlubočep, unweit der Kreuzungsstellen beider Bahnstrecken, wo zahlreiche Lößpuppen und nach Schubert (34) die Lößschnecke *Pupa muscorum* zu finden sind; dann über dem rechten Bachufer zwischen Butowitz und der Leimsiederei an der Mündung des Seitentälchens der Nová Ves.

In großer Mächtigkeit liegen lößartige Lehme unmittelbar bei Řepora; hier ist südöstlich vom Bahnhofe eine große Ziegelei der Firma Barta-Tichý aufgeschlossen. Daselbst wurden auch prähistorische Geräte, Menschenskelette und Urnen aufgefunden, welche größtenteils in den prähistorischen Sammlungen des böhmischen Landesmuseums ausgestellt sind. Westlich von Řepora, zwischen dem Bache und der Kote 328, ist der Ziegelofen der Firma Reiser gelegen. An der Westwand der Lehmgrube sah ich folgendes Profil: Ackererde, lößartiger Lehm mit Lößpuppen (ca. 1·80 *m*), feiner Sand (ca. 1·20 *m*), lößartiger Lehm (ca. 1 *m*). Im oberen Lehme kommen auch kleinere Gerölle vor als Beweis, daß dieser unter Mitwirkung von Wasser umgelagert wurde. Jedenfalls bezeugt die gutentwickelte Schichtung des feinen Sandes, daß derselbe fluviatilen, bzw. lakustrinen Ursprungs ist. Aus dieser Ziegelei stammt ein schöner Mammutstoßzahn,

welcher gleichfalls in den geologischen Sammlungen des böhmischen Landesmuseums sich befindet.

Eine mächtige Schuttablagerung befindet sich südlich von Klukowitz und wird von einer Schlucht durchschnitten; desgleichen westlich von Klukowitz am linken Ufer des Prokopibaches.

Höhlenbildungen. Höhlen sind in den Devonkalken unseres Gebietes nicht selten. So war seinerzeit die St. Prokophöhle in der Ostwand der Prokopsteinbrüche unterhalb der Kapelle bekannt. Kořenský (35) hat die in der Höhle befindlichen, vielfach zu einer Knochenbreccie verkitteten, diluvialen Knochenreste ausgebeutet und beschrieben. Auch in den devonischen Kalken der Steinbrüche am rechten Ufer des Prokopibaches im westlichen Teile unseres Gebietes wurden beim Steinbrechen umfangreiche Höhlen erschlossen. Aus einer derselben („Kalvarie") brachte Herr Lehrer Pecka diluviale Knochenreste ins böhmische Landesmuseum.

Bei der Beendigung dieser Arbeit gedenke ich mit Vergnügen zahlreicher Exkursionen, die wir gemeinsam mit Herrn Ing. Hanuš unternahmen, um an Ort und Stelle dem paläontologischen Charakter der einzelnen Schichtstufen nachzugehen. Der größte Teil des sorgfältig präparierten und bestimmten, in dieser Arbeit erwähnten paläontologischen Materials befindet sich in den Sammlungen dieses eifrigen Sammlers und Kenners der mittelböhmischen Silur-Devonfauna.

Die Arbeit wurde mit Unterstützung aus dem Barrandeschen Fonds ausgeführt.

Geologisches Institut der böhmischen Universität
in Prag.

Literaturverzeichnis.

1. J. Čermák. Údolí motolského potoka. Sborník Č. Zeměv. Společnosti. 1914 S. 74.
2. J. Čermák - R. Kettner. Údolí motolské. Sborník klubu přírodověd· Prag 1913
3. J. Woldřich. Údolí šárecké. Ibidem 1913.
   — Geolog. procházka Šárkou. Časopis společn. přátel starožitností česk. v Praze. Prag. Jahrg. XXII.
4. F. Počta. Geolog. výlety po okolí pražském. Prag 1897. Bursík und Kohout.
5. A. Liebus. Geologische Wanderungen in der Umgebung von Prag. Sammlung gemeinnütziger Vorträge. Prag 1911.
6. J. Barrande. Défense des Colonies. IV. Prag Paris 1870.
7. O. M. Reis. Ueber Stylolithen, Dutenmergel etc. Münchener geognostische Jahreshefte 1902, S. 157 und Zeitschrift für praktische Geologie 1904, S. 419.
8. J. E. Marr. On the predevonian rocks of Bohemia. Quart. Journal of the geol. Society 1880, S. 591.
9. F. Wähner. Zur Beurteilung des Baues des mittelböhmischen Faltengebirges. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. Wien 1916, 1. Heft, S. 1.

10. F. Počta. Ueber Büge in den Schichten des Barrandeschen Felsens. Sitzungsberichte der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften. Prag 1908.
11. J. V. Želízko. Spodní silur v okolí Radotína a Velké Chuchle. Sitzungsberichte der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften. Prag 1906.
12. J. Perner. O fauně silurských pásem $e_1 \alpha e_2$ a hranici mezi nimi. Festschrift zur Feier des 70. Geburtstages des Hofrates Prof. Dr. K. Vrba. Böhmische Akademie der Wissenschaften
13. F. Katzer. Spongienschichten im mittelböhmischen Devon. Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften. Wien 1888. S. 300.
14. F. Počta. O zbytcích hub z české pánve palaeozoické. Rozpravy. Č. Akademie. Prag 1898.
15. J. Vála - R. Helmhacker. Die Eisenerze in der Gegend zwischen Prag und Beraun. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen. II. Teil. 1877.
16. F. Katzer. Das ältere Paläozoikum Mittelböhmens. Prag 1888.
17. J. J. Jahn. Geologische Exkursionen im älteren Paläozoikum Mittelböhmens. Internat. Geologen-Kongreß Wien 1903.
18. F. Frech. Ueber das Devon der Ostalpen etc. Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft 1887, S. 659.
19. F. Katzer. Geologie von Böhmen. Prag 1902.
20. E. Haug. Traité de géologie. II. Paris 1907. S. 647.
21. K. Wiman. Ueber silurische Korallenriffe in Gotland. Bullet of the geol. Inst. of the Univ. of Upsala III., S. 311, Taf. 8—10, 1898.
22. J. Walther. Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig 1908.
23. J. Krejčí - R. Helmhacker. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Prag. Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen. IV. Bd. Nr. 2. 1879.
24. F. Seemann. Das mittelböhmische Obersilur- und Devongebiet südwestlich der Beraun. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns. Bd. XX. 1907. S. 69.
24 *a*. R. Kettner. Příspěvek ku stratigrafii bránických vápenců (Gg_1) etc. Rozpr. Č. Akademie 1917.
25. F. Počta. Ueber eine Stromatoporoide aus dem böhmischen Devon. Sitzungsberichte der kgl. böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften. Prag 1910
26. J. Woldřich. Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Litten - Hinter-Třebáň und Poučník bei Budňan. Sitzungsberichte der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften. Prag 1914.
27. J. Krejčí. Bericht über die im Jahre 1859 ausgeführten geologischen Aufnahmen bei Prag und Beraun. Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. Wien 1861/62, S. 207.
28. J. Krejčí - R. Feistmantel. Orographisch-geotektonische Uebersicht der silurischen Gebiete im mittleren Böhmen. Archiv für naturwissenschaftliche Landesdurchforschung von Böhmen. V. Bd., 5. Abteil. 1885.
29. Cyr. Ritt. v. Purkyně. Die Steinkohlenbecken bei Miröschau und Skořic etc. II. Ein Beitrag zur Morphologie des Brdygebirges. Bullet. internat. Acad. d. Sc. de Bohême 1905.
— Tektonische Skizze des Třemošnágebirges zwischen Strašic und Rokycan. Ibidem 1915.
30. J. Woldřich. Die geologischen Verhältnisse im Talgebiete des Kašákbaches usw. Ibidem 1917.

31. F. Slavík. Vulkanismus v Barrandienu. Časop. Musea Král. Česk. 1917.

32. E. Nowak. Geologische Untersuchungen im Südflügel des mittelböhmischen Silurs. Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. 1914.

33 Cyr. Ritt. v. Purkyně. Terasy Mže a Vltavy etc. Sborník Č. Zeměvéd. Společnosti 1912.

34. R. J. Schubert. Beitrag zur pleistozänen Konchylienfauna von Böhmen. Lotos 1898.

35. J. Kořenský. Ueber den Fund des Eckzahnes von *Hyaena spelaea* bei Hlubočep. Sitzungsberichte der kgl. böhm. Gesellschaft der Wissenschaften. Prag 1877.

— O diluviální zvířeně jeskyň svatoprokop. Ibidem 1883.

— O nových nálezech osteolog. z jeskyň svatoprokop. Ibidem 1888.

Inhaltsverzeichnis.

Eine kleine Löwenart aus dem südböhmischen Diluvium von Wolin.

Von J. V. Želízko.

Mit einer Tafel (Nr. VII) und einer Textabbildung.

Im Jahre 1902 erhielt ich von meinem verstorbenen Freunde Herrn Jos. Boháč in Wolin einige aus dem ihm gehörigen Kalksteinbruch genannt „Ve vopuce“ beim Dorfe Zechovic kürzlich gefundene diluviale Tierreste zur näheren Untersuchung.

Darunter befanden sich auch Kieferbruchstücke und lose Zähne eines größeren Raubtieres.

Da ich mich damals mit dem speziellen Studium der diluvialen Wirbeltiere noch nicht befaßte, sandte ich diesen sonderbaren Fund dem Herrn Direktor Maška nach Telč zur Bestimmung. Bald darauf teilte mir Herr Maška mit, daß die fraglichen beiden Hälften dem Oberkiefer entstammenden Reste einer seltenen kleinen Löwenart, *Leo nobilis Gray*, angehören.

Bei einer späteren Beschreibung der reichhaltigen Diluvialfauna von Zechovic[1]) habe ich die besprochene Form, nach der von F. Bayer[2]) für Böhmen eingeführten Nomenklatur für die fossilen Wirbeltiere, zuerst als *Felis* (*Uncia*) *leo spelaea Goldf.* bezeichnet, jedoch dann in dem darauffolgenden Berichte[3]) die frühere richtige Bestimmung Maškas definitiv behalten.

Da die charakteristischesten Merkmale dieses, zur Kenntnis der Diluvialfauna Böhmens besonders wichtigen Fundes, von mir damals nicht berücksichtigt wurden, möchte ich in den folgenden Zeilen über das Resultat meiner diesbezüglichen Untersuchung näher berichten.

Die beiden Oberkieferhälften gehören einem kleinen, aber vollkommen ausgewachsenen Tiere an, welches in Böhmen eine neue Art repräsentiert.

Die rechte, an zwei Stellen zerbrochene Hälfte besitzt den dritten Schneidezahn, den Eckzahn, Prämolar (P_3) und den Reißzahn

---

[1]) J. V. Želízko, Diluviale Fauna von Wolin in Südböhmen. Bulletin internat. de l'Académie des Sciences de Bohême XIV. Prag 1909.

[2]) F. Bayer, Katalog českých fossilních obratlovců (*Fossilia vertebrata Bohemiae*). Prag 1905.

[3]) J. V. Želízko, Nový nález lva (*Leo nobilis Gray*) v českém diluviu. Časopis vlasten. musejního spolku v Olomouci. Nr. 2. Olmütz 1911.

(P_4). Die Alveole des vorderen Lückenzahnes (P_2) sowie der beiden fehlenden Schneidezähne ist gut erhalten. Von der Alveole des Höckerzahnes (M_1) ist nur ein Teil vorhanden.

Der Eckzahn ist längs der Vorder- und Hinterleiste gesprungen. Beim Reißzahn ist der Parakon und Protostyl abgebrochen, der Metakon nur teilweise erhalten. Der Prämolar (P_3) ist unbeschädigt. Die Außenseite der Alveolenpartie der beiden letzteren Zähne ist abgesprungen.

Die linke Oberkieferhälfte, welche an fünf Stellen zerbrochen war, besitzt nur den Eckzahn, Prämolar (P_3) und den Reißzahn. Bei letzterem ist nur der Protostyl erhalten.

Der Eckzahn ist gleichfalls längs der Vorder- und Hinterleiste zersprungen. Die Alveole des Prämolars (P_2) ist vorhanden. Die Außenseite des Kiefers ist größtenteils abgebrochen.

Beide Kieferhälften weisen stellenweise Spuren von Abnagung durch Raubtiere auf. Die Beschädigung der Zähne, deren scharf abgesplitterte Außenzacken aus früherer Zeit herrühren, scheinen gleichfalls von Raubtieren verursacht zu sein.

Die frischen Brüche beider Kiefer wurden wiederum von Arbeitern im Steinbruche verursacht.

Außer einigen unbestimmbaren Schädelresten wurde noch ein vollkommen erhaltener, dem linken Unterkiefer entstammender dritter Schneidezahn gefunden.

Soweit es der Erhaltungzustand des Fundes erlaubte, konnte ich an der rechten Kieferhälfte folgende Maße feststellen:

Abstand vom Außenrande der ersten Incisivalveole bis zum Hinterrande des Reißzahnes 128 *mm*.

Länge der Backenzahnreihe (vom Vorderrande der Lückenzahnalveole [P_2] bis zum Hinterrande des Reißzahnes) 71 *mm*.

Länge der Alveole des ersten Schneidezahnes 9·50 *mm*; Breite derselben 5·0 *mm*.

Länge der Alveole des zweiten Schneidezahnes 11 *mm*; Breite derselben 5·25 *mm*.

Höhe der Emailpartie des dritten Incisives vorn 17 *mm*; Breite desselben 11 *mm*.

Höhe der Emailpartie des Eckzahnes vorn ca. 55 *mm* [1]), Länge der Krone desselben am Emailrande 23·5 *mm* [1]), Gesamtlänge des Zahnes geradlinig 100 *mm*.

Länge der Prämolaralveole (P_2) 8·25 *mm*; Breite derselben 6 *mm*.

Länge des Prämolares (P_3) 24·5 *mm*.

Länge des Reißzahnes 35 *mm*; Breite desselben vorn vom Protokon (Innenhöcker) zum Protostyl 18·25 *mm*.

Vergleichen wir die Länge des Reißzahnes des fossilen Löwen aus verschiedenen Fundstellen Europas sowie des rezenten Tieres

---

[1]) Bei den vier Kiefern von *Leo nobilis* aus den mährischen Funden Maška s beträgt die Höhe 50—55 *mm*, bei *Leo spelaeus* bis 66 *mm*.

nach der nachstehenden Zusammenstellung Wurms[1]) mit demselben Zahn von *Leo nobilis* von Zechovic, so ersieht man, daß es sich tatsächlich um eine kleine Löwenform handelt.

Mauer		Cajark	Vence	Gailen-reuth	Sundwig	Taubach	Rezenter Löwe
36	44	37	39	41	38	42	38

Die Bestimmung *Leo nobilis* wurde wie bekannt für die französischen Funde von J. R. Bourguignat[2]) angeführt, welcher außer der genannten Form in Frankreich noch *Leo spelaeus Bourg.* (*Felis spelaea Goldf.*, *Leo spelaeus Filhol*) unterscheidet.

Nach der mir seinerzeit gemachten Mttteilung des verstorbenen Herrn Maška stellt sich das Verhältnis von *Felis spelaea* zu *Leo nobilis* ähnlich wie zwischen *Ursus spelaeus* zu *Ursus arctos* aus den mährischen Lokalitäten, wie zum Beispiel von Předmostí.

Eine genaue Bestimmung der Reste diluvialer Feliden war fast immer mit verschiedenen Schwierigkeiten verbunden. Deswegen waren die Forscher oft nicht imstande, zu unterscheiden, ob es sich um Reste eines Löwen oder eines Tigers, der, wie bekannt, osteologisch dem Löwen ähnelt, handelt. Daher die begreifliche Verwechslung beider Großkatzen, wie zum Beispiel bei Giebel, Blainville u. a.[3])

In neuerer Zeit scheint aber diese wichtige Frage durch die vorzüglichen Forschungen Freudenbergs[4]) einigermaßen geklärt zu sein.

Nehring[5]), übereinstimmend mit Ansichten anderer Forscher, betrachtete die in der postglazialen Diluvialfauna Mitteleuropas vertretene Großkatze *Felis spelaea* als eine Varietät des Tigers, welche heutzutage in Südsibirien vorkommt und auch den turkestanischen Steppengebieten nicht fremd ist.

---

[1]) A. Wurm, Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Säugetierfauna von Mauer an der Elsenz (bei Heidelberg). Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins. Neue Folge. Band 2. Heft 1. 1912.

[2]) J. R. Bourguignat, Histoire des Felidae fossiles constatés en France dans les dépots de la période quaternaire Paris 1879.

[3]) Siehe J. F. Brandt-J. N. Woldřich, Diluviale europäisch-nordasiatische Säugetierfauna und ihre Beziehungen zum Menschen. Mémoirs de l'Académie impériale des Sciences de St. Pétersbourg, VII Série, Tome XXXV, Nr. 10. 1887, pag. 17 und andere Angaben

[4]) W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa mit besonderer Berücksichtigung der Fauna von Hundsheim und Deutsch-Altenburg in Niederösterreich nebst Bemerkungen über verwandte Formen anderer Fundorte. Geologische und paläontologische Abhandlungen. Neue Folge, Band 12. Heft 4/5, pag. 186—190. Jena 1914.

[5]) A. Nehring, Ueber Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna, pag. 193. Berlin 1890.

Nehring zählt den diluvialen Löwen zu solchen Säugetieren, welche zwar nicht zu den typischen Vertretern der postglazialen Steppenlandschaften gehörten, aber doch in ihnen zeitweise sich aufhielten.

Wie die Lagerungsverhältnisse sowie die faunistischen Belege bei Wolin zeugten, gilt dasselbe auch von dem dort festgestellten *Leo nobilis.* (Siehe das nebenstehende Profil.)

Bisherige Funde des diluvialen Löwen in Böhmen.

Die in mittel- und nordböhmischen Diluvialablagerungen gefundenen Reste, welche ausschließlich im böhmischen Landesmuseum zu Prag aufbewahrt sind, stammen teilweise aus den Geröll- oder Sandschichten, teilweise aus den freigelagerten Lehm- oder Höhlenablagerungen.

Nach Kafka[1]) befinden sich im obgenannten Museum folgende Funde:

1. Ein Unterkiefer eines kleineren Exemplares, welcher in den unteren Geröllen, welche das Liegende des Lehms in Podbaba bei Prag bilden, gefunden wurde. Die Eckzähne sind abgeschlagen, die übrigen Zähne stark korodiert.

2. Eine Unterkieferhälfte eines größeren Exemplares aus derselben Lokalität, gleichfalls durch die Korosion stark beschädigt.

3. Ein größerer Teil eines stark beschädigten Schädels mit Unterkiefer aus derselben Lokalität, wo er in den unteren Lehmschichten aufgefunden wurde.

4. Ein riesiger vollständiger, ziemlich guterhaltener Schädel von Neudorf bei Bakov.

5. Bruchstücke vom Unterkiefer eines großen Exemplares und einige Extremitätknochen aus dem das Liegende des diluvialen Lehms bei Türmitz bildenden Sande, von wo nachträglich neue Reste avisiert wurden.

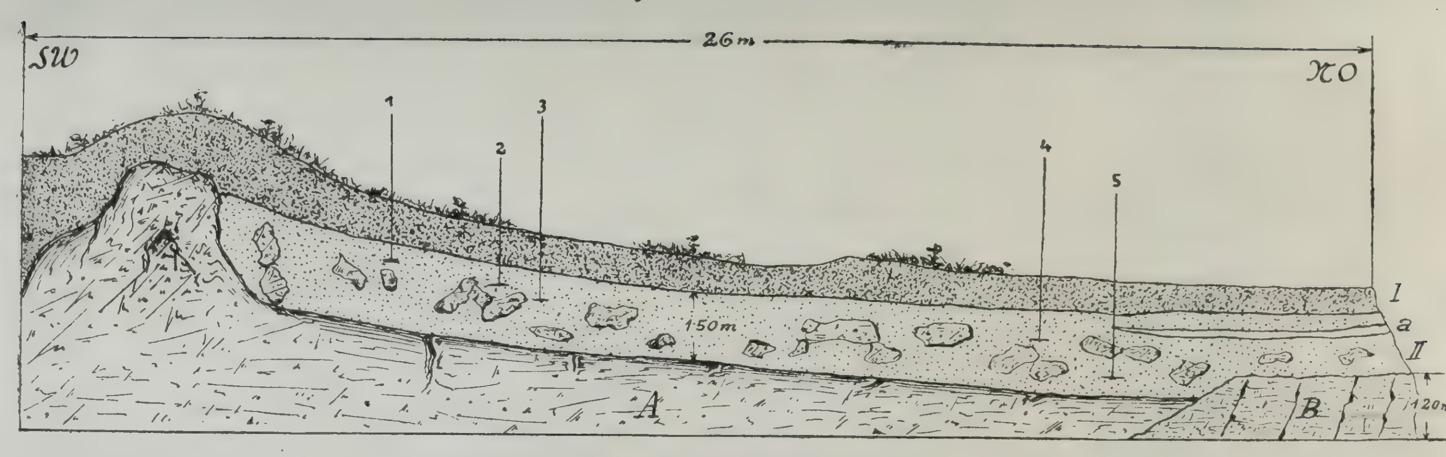
6. Ein schön erhaltener Metacarpus eines Riesenexemplares aus der Umgebung von Turská Maštal in der Nähe von Tetín.

7. Einige mehr oder weniger beschädigte Wirbel aus den unteren Lehmschichten bei Podbaba, einige Kieferbruchstücke von Báně und Vysočan sowie ein Eckzahn eines Riesenlöwen aus der St. Prokopihöhle bei Hlubočep.

Von allen diesen Resten dürften nach Kafka nur die stark korodierten Unterkiefer von Podbaba den Tiger andeuten, ihr Erhaltungszustand jedoch läßt keine genauere Bestimmung zu. Die übrigen Reste gehören meistens einem starken Löwen an.

---

[1]) J. Kafka, Fossile und rezente Raubtiere Böhmens (*Carnivora*). Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen. Band X. Nr. 6. Prag 1903.



Durchschnitt der Schichten im Kalksteinbruche bei Zechovic.

A = Kristalliner Kalk. — *B* = Minette. — II = Sandiger, Tierreste enthaltender und mit Kalksteinblöcken und Bruchstücken vermengter Diluviallehm. — *a* = Kalkige Schichte. — I = Alluvialer Schotter und Ackererde.

1 = Stelle mit Resten von *Equus*, *Rangifer tarandus*, *Tetrao urogalus* u. a.
2 = *Myodes torquatus*, *Lagomys pusillus*, *Spermophilus rufescens*, *Cricetus phaeus* und zahlreiche andere Nagetierreste und Mollusken.
3 = *Vulpes lagopus*, *Lepus variabilis* u. a.
4 = *Vulpes lagopus*, Mollusken u. a.
5 = *Leo nobilis* und *Bos primigenius*.

Außer den oben angeführten Lokalitäten sind Löwenreste auch von Zuzlawitz[1]) in Südböhmen bekannt.

Unlängst erhielt das böhmische Landesmuseum aus der Gegend von Pozdeň bei Schlan einen vollständigen Unterkiefer, welcher bis jetzt noch nicht näher beschrieben wurde.

Nach zwei in natürlicher Größe ausgeführten Photographien, welche mir seinerzeit Herr Prof. C. Purkyně geliehen hat, ist der Kiefer stark korodiert, jedoch die Eckzähne, die beiden Prämolare (P_3, P_4) und der Reißzahn gut erhalten. Die Alveole des linken Eckzahnes ist am Rande ausgebröckelt, so daß der Zahn scheinbar zu stark herausragt. Die abgerundete Spitze des Zahnes sowie andere Merkmale deuten auf ein älteres, nicht zu großes Exemplar von *Leo spelaeus* hin.

---

[1]) J. N. Woldřich, Diluviale Fauna von Zuzlawitz etc. Dritter Teil. Sitzungsber. der mathematisch-naturwiss. Klasse der kais. Akademie der Wissenschaften. Band LXXXVIII., I. Abt., Jahrg. 1882, pag. 1019. Wien 1884.

Nachtrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide.

Von J. V. Želízko.

Mit zwei Tafeln (Nr. VIII und IX).

Anläßlich meiner fortgesetzten Studien in der ostböhmischen Oberkreide während des Sommers 1918 konnte ich endlich den Rest der umfangreichen, mehr als zehntausend Fossilien zählenden Sammlung des Herrn Schuldirektors Ferina in Morašic bei Leitomischl untersuchen.

Außer einer Reihe vollkommen neuer Bivalven, über welche ich später eine größere Abhandlung an dieser Stelle veröffentlichen werde, fand ich wiederum fünf merkwürdige Gervillien, auf welche mich Herr Ferina aufmerksam machte und von denen diesmal zwei erhaltene Bandgruben besitzen, so daß meine beiden hier unlängst erschienenen Berichte [1]) durch diese neuerlichen Funde wesentlich ergänzt werden können.

Alle nachstehend beschriebenen Formen stammen wieder aus der Gegend von Morašic, und zwar drei aus dem Steinbruch Lustykova skála und zwei aus einem anderen, südsüdwestlich von Morašic liegenden Steinbruch Jiříčkova skála genannt.

Die erste bekannte Lokalität wurde durch neueste Untersuchungen Zahálkas [2]) als das jüngste Glied seiner IX*cd*-Zone (Trigonien und Bryozoenschichten der Iserstufe in dem Sinne Fričs') betrachtet, was nach meinen letzten Erfahrungen übereinstimmt.

Die zweite Lokalität gehört meiner Ansicht nach wahrscheinlich einem jüngeren, der X*a*-Zone Zahálkas (Teplitzer Schichten nach Frič) entsprechenden Horizonte an. Die hie und da zutage tretenden Priesener Plänermergel bilden dann das Hangende der besprochenen Schichten, wie übrigens aus den Forschungen Jahns hervorgeht.

Von den hier beschriebenen Gervillien sind zwar meistens nur Steinkerne mit mehr oder weniger erhaltener Skulptur vorhanden, wie es fast überall bei Versteinerungen der ostböhmischen Kreide der Fall ist, jedoch ist deren ursprüngliche Form deutlich gekennzeichnet, wie aus den beigelegten Abbildungen zu sehen ist.

Die diesmal festgestellten Gervillien weisen folgende Formen auf.

---

[1]) Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1916, Bd. 66, Heft 2. pag. 277—280 und Neuer Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide. Ibid. 1917, Bd. 67, Heft 2, pag. 337—340.

[2]) Východočeský útvar křídový. Pag. 61. Roudnice 1918.

Gervillia Friči n. sp.

Taf. VIII, Fig. 1.

Eine ungemein lange, gegen die Spitze zu sich auffallend verschmälernde, teilweise zerdrückte, ursprünglich mäßig gewölbte rechte Schale. Die andere Schloßrandpartie sowie die Spitze sind abgebrochen.

Das Hinterohr ist mäßig ausgezogen, vorn hervorragend und abgerundet, was wahrscheinlich auch von dem fehlenden Vorderohr gilt.

An der hinteren Hälfte des Schloßrandes findet man einige seichte Bandgruben. Die Spuren einer aus konzentrischen Streifen bestehenden Schalenskulptur sind kaum bemerkbar.

Das Fossil ähnelt einigermaßen der bereits beschriebenen *Gervillia Ferinai* (Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 67, pag. 338, Taf. VIII, Fig. 2), welche jedoch kürzer ist und schöner entwickelt. Außerdem ist das Hinterohr derselben in einem viel höheren Flügel ausgezogen sowie die Schloßrandlinie zwischen beiden Ohren in einem viel steileren Winkel verläuft als bei *Gervillia Friči*. Schließlich ist bei dieser letzten Form die Schale säbelartig ausgeschweift, was bei *Gervillia Ferina* nicht der Fall ist.

Eine andere ähnliche, säbelartige Form, *Gervillia Holzapfeli*, welche Frič aus den Chlomeker Schichten (Archiv der naturwissenschaftl. Landesdurchforsch. von Böhmen, Bd. X, Nr. 4, pag. 65, Fig. 84) beschrieb und abbildete, unterscheidet sich von *Gervillia Friči* durch ein kurz ausgezogenes Hinterohr und schmale, mit dem fast geraden Schloßrand parallel laufende, durch zwischenräume getrennte Zähne, so daß diese Form beinahe mit der bekannten in der böhmischen Kreide viel verbreiteten *Gervillia solenoides* übereinstimmt.

Die vorliegende neue Form stammt aus dem lichtgrauen fossilienreichen Kalke des Steinbruches „Jiříčkova skála“.

Gervillia Jahni n. sp.

Taf. VIII, Fig. 2.

Ein vollkommen erhaltener Steinkern der linken, flachgewölbten Schale.

Dieselbe ist säbelartig ausgeschnitten, gegen die Spitze zu schmal und auffallend verlängert. Beide Ohren sind in zwei ziemlich große ungleichmäßig entwickelte Flügel ausgezogen. Das Vorderohr ragt infolge des scharfen seitlichen Schalenausschnittes mehr hervor.

Die Länge der Schale von dem Vorderohr bis zu der Spitze beträgt 94 *mm*, die Höhe vom Unterrand bis zum Hinterohr 53 *mm* und die Breite in der Mitte 32 *mm*.

Die Schloßrandlinie zwischen beiden Ohren bildet einen cirka 25gradigen Winkel. Die ursprüngliche Skulptur ist nur auf dem Unterrand durch einige feine Linien angedeutet.

Diese Form erinnert gewissermaßen an die in meinem ersten Beitrag (Jahrbuch, Bd. 66, pag. 278, Taf. XII, Fig. 2) beschriebene *Gervillia aurita*, die jedoch kürzer und abgestumpft ist und außerdem die Schloßrandlinie derselben zwischen beiden Ohren einen 55 gradigen Winkel bildet.

Die oben beschriebene *Gervillia Jahni* habe ich zur Ehre des verdienstvollen Forschers in der ostböhmischen Kreideformation Herrn Prof. Jahn in Brünn benannt.

Das Fossil stammt gleichfalls aus dem Steinbruch „Jiříčkova skála".

Gervillia Zahálkai n. sp.

Taf. IX, Fig. 3.

Eine ursprünglich mäßig gewölbte und ziemlich große Form, deren Vorderteil leider abgebrochen ist.

Die Schale ist halbkreisförmig ausgeschnitten, fast gleichmäßig breit und gegen die Spitze zu sich nur allmählich verengend. Das Vorderohr ist im Vergleich zum Hinterohr, welches vorn in einem längeren Flügel ausgezogen ist, sehr kurz. An dem Schloßrande sieht man unregelmäßig situierte seichte Bandgruben.

Die Höhe vom Unterrand bis zum Hinterohr mißt cirka 65 *mm*, die größte Breite 37 *mm*. Die Schloßrandlinie zwischen beiden Ohren bildet einen circa 25 gradigen Winkel. In der vorderen Hälfte ist die ursprüngliche Schalenepidermis sichtbar.

Eine solche fast gleichmäßig breite Schale besitzt die in meinem zweiten Beitrag (Jahrbuch, Bd. 67, pag. 339, Taf. VIII, Fig. 4) beschriebene *Gervillia aequabilis*, welche aber nicht so tief ausgeschnitten ist und auch die Ohren anders geformt hat.

Obige neue Form nannte ich wiederum zur Ehre einer der besten Kenner der böhmischen Kreideformation Herrn Prof. Zahálka in Roudnic.

Dieselbe wurde im Steinbruch „Lustykova skála" gefunden.

Gervillia erecta n sp.

Taf. IX, Fig. 4.

Ein Abdruck der Innenseite der linken Klappe mit abgebrochener Spitze. Dieselbe ist verhältnismäßig kurz, breit und hoch. Der Vorderrand unterhalb des Hinterohres ist mäßig ausgeschweift, gegen die Spitze geradlinig.

Die Ohren sind nicht sehr groß, das vordere ist breiter und mehr ausgezogen als das hintere. Der zahnlose Schloßrand ist fast geradlinig. Die Höhe vom Unterrand bis zum Hinterohr beträgt 45 *mm*, die größte Schalenbreite cirka 34 *mm*.

Diese Form ähnelt einigermaßen der im zweiten Beitrag (Jahrbuch, Bd. 67, pag. 339, Taf. VIII, Fig. 3) beschriebenen *Gervillia obtusa*, welche jedoch etwas breiter ist und gleichmäßiger geformte Ohren besitzt und die Schloßrandlinie verläuft bei ihr in einem steilen Winkel.

Fundort: „Lustykova skála."

Gervillia minuta n. sp.

Taf IX, Fig. 5.

Es ist ein Steinkern der rechten, mäßig gewölbten und einem jüngeren Individuum gehörenden Schale vorhanden, deren Spitze und das Vorderohr fehlen.

Dieselbe ist schlank, sichelförmig und gegen die Spitze sich allmählich verschmälernd. Die Höhe vom Unterrand bis zum Hinterohr mißt 37 *mm*, die größte Breite 22 *mm*. Das Hinterohr ist verhältnismäßig hoch ausgezogen, die Schloßrandlinie verläuft in einem ziemlich steilen Winkel.

Wie aus den von mir bisher beschriebenen und abgebildeten Gervillien ersichtlich ist, handelt es sich um eine Form, welche teilweise der *Gervillia aequabilis* sich nähert, jedoch ist dieselbe fast gleichmäßig breit, robust und hatte wahrscheinlich ein kurzes Hinterohr.

Fundort: „Lustykova skála."

Schlußbemerkung.

Alle bis jetzt von mir aus der böhmischen Oberkreide beschriebenen Gervillien weisen im ganzen folgende Formen auf:

	Železnice	Lustykova skála	Jiříčkova skála		Železnice	Lustykova skála	Jiříčkova skála
Gervillia bohemica n. sp.	+	—	—	*Gervillia obtusa n. sp.*	—	+	—
Gervillia aurita n. sp.	—	+	—	*Gervillia aequabilis n. sp.*	—	+	—
Gervillia transitia n. sp.[1])	—	+	—	*Gervillia Friči n. sp.*	—	—	+
Gervillia gibbera n. sp.[2])	—	+	—	*Gervillia Jahni n. sp.*	—	—	+
Gervillia sp.	—	+	—	*Gervillia Zahálkai n. sp.*	—	+	—
Gervillia robusta n. sp.	—	+	—	*Gervillia erecta n. sp.*	—	+	—
Gervillia Ferinai n. sp.	—	+	—	*Gervillia minuta n. sp.*	—	+	—

Wie schon aus dem zweiten Beitrag (Jahrbuch, Bd. 67, pag. 340) bekannt ist, zerfallen die von mir beschriebenen neuen Gervillien in zwei sich voneinander unterscheidende Gruppen.

Die erste Gruppe ist durch eine hohe Schloßrandpartie sowie durch ein auffallend ausgezogenes Hinterohr gekennzeichnet.

In diese Gruppe gehört jetzt:

Gervillia aurita — *Gervillia Jahni*
Gervillia Ferinai — *Gervillia Zahálkai*
Gervillia Friči — *Gervillia minuta.*

Die zweite Gruppe weist eine niedrigere Schloßrandpartie mit verhältnismäßig kurz entwickelten, mehr oder weniger gleichmäßigen Ohren auf.

In diese Gruppe gehört jetzt:

Gervillia transitia — *Gervillia obtusa*
Gervillia robusta — *Gervillia erecta.*

Die übrigen Formen: *Gervillia bohemica*, *G. gibbera*, *G. sp.* und *G. aequabilis* sind leider der ungenügend erhaltenen Schloßrandpartie wegen unmöglich in eine der zwei obigen Gruppen einzureihen.

[1]) Ursprünglich als *Gervillia cf. aurita* bezeichnet.

[2]) Dieselbe soll auch auf der Seite 340 (Jahrbuch Bd. 67) anstatt der irrtümlich genannten *Gervillia incurvata* angeführt werden.

Die Ueberschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale.

Von Fritz v. Kerner.

Mit 6 Textfiguren.

Der links von der Sill, südwestlich von Deutsch-Matrei, aufragende Blaser ist durch wichtige pflanzenbiologische Forschungen meines seligen Vaters in Botanikerkreisen sehr berühmt geworden. An geologischem Ruhme konnte der Berg aber seinen südlichen Nachbarn, das Nößlacherjoch, nicht erreichen. Ja, solange man ihn nur als einen auf kristallinischem Sockel ruhenden Klotz von Triasdolomit ansah, vermochte er wohl die Freunde der Geologie beinahe gar nicht zu fesseln. Erst als Frech ein Vorkommen von karbonischem Quarzkonglomerat, wie es die pflanzenführenden Anthrazitschiefer des obigen Joches umschließt, inmitten der Trias des Blaser bekanntgab, konnte auch dieser Berg das Objekt tektonischer Spekulation werden und war nun in den engeren Interessenkreis der Alpengeologen gerückt.

Für mich persönlich gewann der Blaser noch besondere Bedeutung und Wichtigkeit. War er doch der erste alpine Gipfel, den ich als siebenjähriger Knabe bestieg und der Berg, auf dem ich wenige Jahre später zum erstenmal die Temperatur einer Quelle maß, und bildete er ja den Schauplatz meiner ersten, nun fast dreißig Jahre zurückliegenden geologischen Untersuchung im Felde, deren Hauptergebnis das war, daß ich aus dem Hinaufreichen von erratischen Blöcken bis nahe unter die Kuppe des Blaser die Rundhöckernatur dieser Bergform erschloß und so einen Eisstand von mindestens 2250 *m* Seehöhe im mittleren Wipptal für die Zeit des Höhepunktes der Würmvergletscherung nachwies.

Orographische Uebersicht.

Der Blaser bildet mit dem ihn noch etwas überragenden Kalbjoche einen orographisch ziemlich selbständigen östlichen Vorbau des Gebirgskammes zwischen Gschnitz und Stubai, von welchem er sich kurz vor dessen nördlichem Ende löst. Die Stelle, wo sich diese Loslösung vollzieht, das Val Schwernjöchl, dacht gegen Nord zum Waldrastergraben, gegen Süd zum Val Schwern ab. Der erstere Graben trennt mit seinem oberen, sich gegen NO absenkenden Teile den Gebirgsvorbau

von dem in der Serlos gipfelnden Endstücke des Hauptkammes. Mit seinem W—O streichenden unteren Teile bildet er die Grenze zwischen dem Blaser und dem sich zu Füßen der Serlos ausbreitenden Bergmassiv von Gleins, das dem kristallinen Unterbau des dolomitischen Kammes entspricht. Das in das Gschnitztal mündende Val Schwern scheidet die Gebirgsmasse des Blaser von dem Rücken des Kesselspitz oder Hutzl, der sich westlich vom Hutzljoch in der Hauptkette erhebt.

In ihrem westlichen Teile wird die Blasermasse von einer N—S streichenden Furche gequert, die gleich dem die Trennung vom Hauptkamm vollziehenden Einschnitte in ein gegen Nord und Süd abdachendes Stück zerfällt, die sich am Schlumessattel berühren. Das gegen Nord gekehrte Furchenstück, das in der Verlängerung der Wiesenmulde von Schlumes liegende krummholzreiche „Lange Tal", konvergiert schwach mit dem nordostwärts ziehenden, schutterfüllten Teil des Waldrastergrabens, um kurz nach dessen Wendung gegen Ost in diesen Graben zu münden. Das südliche Furchenstück setzt sich aus einem sanft abfallenden, in der Region der Bergmähder gelegenen Teil, dem östlichen Zwieselgraben, und in einen steil die Waldregion durchziehenden Abschnitt, den Rabanter Graben, zusammen und mündet — eine zum Val Schwern parallele, südsüdöstliche Richtung nehmend — bei Trins in das Gschnitztal.

So gliedert sich von der Hauptmasse des Blaser ein in N—S. Richtung gestreckter schmaler Bergkamm ab, dessen mittlerer höchster Teil das schon genannte Kalbjoch ist. Der Blaser im engeren Sinne stellt dagegen einen breiten, gleichfalls in seinem Mittelstücke am höchsten aufsteigenden Rücken dar, der sich um einen vom Silltale gegen West eindringenden weiten Graben hufeisenförmig herumbiegt. Der südliche Ast dieses Hufeisens ist der sich ober Steinach erhebende Hablerberg, dem nördlichen Aste entspricht der von Matrei zur Weißen Wand sich emporziehende reich bewaldete Rücken. Während dieser nur eine spärliche Gliederung aufweist, zeigt sich die südliche Flanke des Blaser von vielen kleinen Gräben durchfurcht, die sich zu einer größeren Rinne vereinen, die in den Rabanter Graben ausläuft. Der schmale westliche Bergkamm hat steile, ungegliederte Hänge, nur auf der Ostseite des Kalbjoches entwickelt sich eine mehrfach verzweigte Talrinne, die mit dem östlichen Zwieselgraben zusammentritt und das erwähnte Vorkommen von Quarzkonglomerat birgt.

Vergleicht man das Gebiet des Blaser mit dem Berggelände auf der Nordseite des äußeren Stubai, so läßt sich eine orographische Homologie erkennen. Der Blaser steht zum Serloskamme in derselben Lagebeziehung wie der Nederkogel zur Saile, und zwar entspricht hierbei die Serlospyramide dem Spitzmann, der Kamplspitz gegenüber vom Kalbjoch dem Gipfel der Saile, das Kalbjoch dem Nederkogel und die Blaserkuppe den Höhen von Mittlas Issa, das Waldrastertal dem Sagbachgraben und das Val Schwern dem Halsltal. Man kann diese Homologie noch weiter gegen SW verfolgen, indem der sich mit dem Val Schwern vereinende Padastergraben als eine Formenwiederholung des Schlickertales zu erkennen ist; hierbei entspricht der Hutzl dem Ampferstein, der Kamm der Wasenwand und des Hammerspitz den Kalkkögeln und die Hohe Burg den Grinnenköpfen. Auf die geologischen

Verhältnisse erstrecken sich diese Homologien allerdings nur zum Teil, da den Dolomitbergen im Norden des Stubai die im Serloskamme vorhandene Auflagerung von Rhätschichten fehlt.

Historischer Ueberblick.

Seine erste auf Untersuchungen Michael Stotters fußende geologische Darstellung erfuhr der Blaser vor jetzt siebzig Jahren auf der vom Geognostisch-Montanistischen Vereine für Tirol und Vorarlberg herausgegebenen geognostischen Karte von Tirol (1849). Hier wurde die dem Silltal zugekehrte Bergseite bis zu einer nicht weit über die Verbindungslinie Waldrast—Trins sich gegen Ost ausbiegende Linie dem Glimmerschiefer zugeteilt und der übrige Berg dem unteren Alpenkalke einbezogen, wobei die Südabhänge die Dolomitsignatur dieses Schichtgliedes erhielten. Zehn Jahre später erschien die geognostische Karte der Innsbrucker Gegend von Adolf Pichler, welche dem ersten Teile seiner Beiträge zur Geognosie Tirols beigefügt war. Hier sieht man die Herrschaft des Glimmerschiefers auf den nordöstlichen Teil der Blasermasse beschränkt und ihren südöstlichen als Diluvium ausgeschieden, aus dem eine kleine Parzelle von Tonglimmerschiefer herausragt. Der größere Teil des Berges fällt dem oberen Alpenkalke zu; die Gipfelregion — die hier wie auf der vorigen Karte noch als „Kugelwände“ bezeichnet wird — kommt dagegen in eine östliche Aussackung der dem metamorphen unteren Lias zugerechneten Gebirgsregion zu liegen, die den ganzen Kamm von der Serlos bis zu den Pinniser Schrofen umfaßt und sich von einem Bande von Carditaschichten umsäumt zeigt.

Pichler gab auch eine Profildarstellung (Profil XX in seiner obengenannten Schrift, vom Inntal über Stubai bis ins Gschnitztal reichend), auf welcher der Blaser die bei Annahme flacher Schichtenlage aus dem geologischen Kartenbilde abzulesende Tektonik zeigt: einen Aufbau aus den vier Stockwerken: Glimmerschiefer, oberer Alpenkalk, Carditaschichten und unterer Lias.

Die von Stache in den siebziger und achtziger Jahren in den Stubaier Alpen durchgeführten Arbeiten, über deren Ergebnisse in dem Werke „Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen“ berichtet ist, führten nicht zur Veröffentlichung einer Karte. In der im Kartenarchiv der Geologischen Reichsanstalt in einem Originale und in zwei Kopien verwahrten Manuskriptkarte des genannten Autors erscheinen die Hänge ober Trins zusammen mit der „Hohen Burg“ als Kalk und Dolomit von unbestimmtem Alter ausgeschieden; darüber folgt ein schmales Band von älterem Quarzphyllit, das sich in das Phyllitgebiet des oberen Padastergrabens fortsetzt. Die Hauptmasse des Kalbjoches und des Blasers — einschließlich des Hablerbergrückens und der „Weißen Wand“ — ist dem Hauptdolomite zugeteilt. Auf der Nordseite der beiden Berge kam ein Streifen von Partnachschichten zur Ausscheidung. Im Jahre 1905 erschien Frechs geologische Karte des Brenners und der angrenzenden Gebirge als Beilage zu seinem

bilderreichen Werke über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Sie beruhte auf Aufnahmen, die der kürzlich seiner vielseitigen wissenschaftlichen Tätigkeit zu früh entrissene Forscher in den Jahren 1882 und 1891—1894 gemacht hat. In der geologischen Darstellung, welche der Blaser auf Frechs Karte erfährt, erscheint den jüngeren Bildungen größere Aufmerksamkeit geschenkt, indem sie in Moränen und Gehängeschutt getrennt und in größerem Umfange ausgeschieden sind. Dies bedingt, daß hier zum Unterschiede von den älteren Karten die orographische Selbständigkeit des Blaser auch im geologischen Bilde zum Ausdrucke kommt. Das Herrschaftsbereich des Glimmerschiefers ist gegenüber Pichlers Karte noch mehr eingeengt; die sich aus ihrer Schuttumhüllung heraushebende Gebirgsscholle fällt — abzüglich des kleinen Karbonkeiles — ganz dem Hauptdolomit zu. Das Vorkommen des Rhät, Pichlers Unterlias, erscheint auf die höchsten Teile des Serloskammes beschränkt.

Frechs Darstellung bedeutete gegenüber den früheren Karten insofern einen Rückschritt, als die bei Pichler und Stache in allerdings nicht zutreffender Weise schon zum Ausdrucke gebrachte Trennung der Kalk- und Dolomitmasse des Blaser in eine obere und untere Gruppe wieder entfällt.

Termiers phantasievolle Darstellung des Gebirgsbaues westlich vom Brenner erschien ohne begleitende Karte und lieferte keinen neuen Beitrag zur topischen Geologie. Die irrige Deutung der rhätischen Gipfelgesteine der Serlos als Archaicum wird man nicht als einen solchen Beitrag bewerten.

Der Osthang des Val Schwern.

Der vom Kalbjoch gegen S abgehende Rücken wendet seinen Westhang dem Val Schwern, seinen Osthang dem Rabanter Graben und seine schmale Stirnseite dem Gschnitztale zu. Diese Seite stellt sich als ein über den Glazialschutt des Talgrundes aufsteigender waldiger Abhang dar, der nur wenige Entblößungen des Untergrundes zeigt. In seiner Mitte ist ein größerer Aufschluß in Gestalt einer 6—8 *m* hohen Felswandstufe sichtbar. Man trifft da einen körnigen, in Lagen von sehr wechselnder Dicke abgesonderten Dolomit, der im frischen Bruche grau und infolge Einstreuung kleinster Kriställchen etwas glitzernd ist, an den rauhen, matten Anwitterungsflächen weißlich gebleicht erscheint und mehrorts sehr zarte und zierliche Sinterüberzüge aufweist. Sein Schichtfallen ist ein unter 15—20° gegen SO gerichtetes, was sich auch in der Abschüssigkeit der Decke und des Bodens zweier durch das Ausbrechen von Kalkbänken gebildeter kleiner Höhlen kundgibt. In einer links (westlich) von dieser Wandstufe hinziehenden Runse zeigt sich auch noch ein Verflächen gegen SSO bei SW—NO Streichen. In einer weiter westwärts aufsteigenden Runse fallen die Dolomite aber sanft gegen SW ein. Dieselbe Lagerung trifft man an einem links von ihr aufragenden Schrofen, von dem sich eine gegen Ost abbrechende Felsstufe weit am Gehänge hinan verolgen läßt. Am Südwestfuße des Hanges, hinter dem dort vorspringenden

St. Barbara-Hügel, sind die Dolomite wieder 10—15° gegen SSO geneigt, das Streichen ist aber auch hier ein gegen SW bis SSW gerichtetes. Hier schalten sich gelblich verwitternde, lichte Glimmerschüppchen führende Dolomitlagen ein. Da, wo der Hang gegen das Val Schwern umbiegt und seine südliche Neigung mit einer südwestlichen tauscht, treten oberhalb einer Terrasse, die sich als Rest eines präglazialen Talbodens zu erkennen gibt, Felsstufen von Dolomit auf, der sehr sanft gegen SW verflächt oder ganz schwebende Lagerung zeigt.

Bei weiterem Anstiege kommt man in eine Zone schiefriger Gesteine. An Stelle des rhomboedrische Klüftung zeigenden Dolomites tritt nun ein im frischen Bruche dunkelgrauer, gelblichgrau anwitternder feinkörniger Kalk, der in flachwellig gebogene plattige Lagen abgesondert ist und an seinen Außenflächen eine eigentümliche, sehr an Holzmaserung erinnernde Zeichnung zeigt. Sie ist der Ausdruck einer ungewöhnlich starken Fältelung und Zerknitterung des Gesteins. Dieser Kalk ist von Adern weißen oder gelblichen Kalkspates durchtrümert und auf den Spaltflächen mit Glimmerschuppen bestreut. Er führt linsenförmige Einschaltungen eines stahlgrauen oder bläulichen Schiefers mit glänzenden, wellig gebogenen Ablösungsflächen, die stellenweise mit Rostflecken und dünnen Ocherkrusten überzogen sind. Auch dieser von kleinen Quarzlinsen durchzogene Schiefer weist oft eine starke Fältelung und Zerknitterung auf. Streckenweise schwillt er zu Lagen von größerer Dicke an und ist dann manchmal selbst wieder von Bänken grauen Kalkes durchzogen. Die vorbeschriebenen Schichten streichen, flach liegend, in ziemlich großer Mächtigkeit an den höheren Teilen des Gehänges hin. Die Schiefer, welche zur Entstehung eines schwachen Quellenhorizontes Anlaß geben, bilden kleine Halden, im östlichen Teile des Gehänges sind sie aber auch anstehend zu sehen. Die dunkelgrauen Kalke zeigen sich weiter im Westen in einem längeren Wändchen bloßgelegt.

Ueber den schieferreichen Schichten folgt wieder eine Zone rein karbonatischer Gesteine: grauer, klüftiger, dolomitischer Kalk, grauer, dünnschichtiger, ebenflächig spaltender, körniger Kalk und dick- bis dünnplattiger, weiß- und gelbgebänderter Marmor mit orangegelben Ueberzügen auf den Ablösungs- und Kluftflächen. Dieses letztere Gestein läßt sich, sanft gegen W einfallend, gleich unterhalb des Gipfelrückens in einer Kette kleiner Aufschlüsse verfolgen. Als Krönung der Schichtfolge erscheint am Rücken oben ein rötlichgrauer, kristalliner Kalk mit sehr zahlreichen, lagenweise eingestreuten Schuppen bläulichgrünen Glimmers, die auf den angewitterten Kluftflächen eine sehr feine Riefelung erzeugen. In Verbindung mit ihm tritt ein durch das Vorkommen vieler rostfarbiger und ochergelber Flecken neben grünlichen Glimmerhäuten bunt aussehender Kalkglimmerschiefer auf. Auch stahlgrauer, milder Schiefer mit Quarzlinsen und Ocherkrusten, ähnlich jenem in der unteren Glimmerkalkzone, gesellt sich bei. Das Verflächen ist hier sanft gegen W bis SW gekehrt.

Man hat es hier mit jener wohlcharakterisierten Schichtfolge zu tun, welche am Kamme zwischen Gschnitz und Stubai zwischen dem Hauptdolomit und dem fossilführenden Rhät erscheint und in ihrer Ausbildung am Kesselspitz schon von F r e c h durch die Unter-

scheidung der drei Stufen: untere Pyritschiefer, massige, weiße Kalkbänke und obere Glimmerkalke gekennzeichnet wurde.

Die am Frontabfall des südlichen Kalbjochrückens über dem Dolomit entwickelten Schichtglieder lassen sich längs seines Westabhanges weit in das Val Schwern hinein verfolgen. Die dunkelgrauen unteren Glimmerkalke und die sie begleitenden phyllitähnlichen Schiefer sind am Gehänge oberhalb der vorerwähnten präglazialen Talterrasse anzutreffen. Weiter einwärts tauchen sie unter vielem Schutte unter. In ihrem Hangenden sind auf der Ostseite des unteren Val Schwern zunächst graue, klüftige Kalke und dann kristalliner Bänderkalk und rötlicher Breccienkalk sowie weißer, plattiger Marmor zu sehen. Die oberen Glimmerkalke ziehen sich, durch rötliche Aufrisse angezeigt, nahe unterhalb der Rückenfläche hin, die selbst aus Dolomit besteht.

Gute Aufschlüsse bietet der weiter taleinwärts gelegene, von einem kleinen Bach durchrauschte Runst. An seiner Mündung in den Hauptgraben zeigt sich kurzklüftiger, weißer bis lichtgrauer, kristalliner Kalk, der 25—35° gegen W bis WSW verflächt. Höher oben stürzt das Bächlein über viele sich treppenartig emporbauende Schichtkopfstufen solchen Kalkes ab. Als Einlagerung in ihm zeigt sich ocherreicher Glimmerkalk und rotgrauer, schiefriger Kalk mit Häuten bläulichen Glimmers. Ueber dem kurzklüftigen, weißen, kristallinen Kalke folgen roter Breccienkalk, dunkelgrauer Schieferkalk und eine breitere Einschaltung von mulmigem, stahlblauem Schiefer mit Quarzlinsen. Dieser Schiefer ist im rechtsseitigen der beiden Wurzelstücke des Bachrunstes aufgeschlossen, in welchem der das Bächlein speisende Quell entspringt. Taleinwärts läßt sich die Zone dieses Schiefers, durch einen Wiesenstreif innerhalb des mageren Felsgeländes angezeigt, eine Strecke weit verfolgen (Fig. 1 *A*).

Das linksseitige, nischenartige Wurzelstück des Runstes ist mit glazialem Schutt erfüllt. Zur Linken dieser Nische sind aber Trümmer und Felsentblößungen von glimmerigem Sandsteine verschiedener Korngröße und von feinem und grobem Quarzkonglomerat zu sehen. An einer Stelle zeigt sich Anthrazitschiefer, in dem sich ein Abdruck von Farnfiederchen fand, wogegen im Sandstein ein Calamitensteinkern zum Vorschein kam. Man hat es hier mit dem Westende des später zu erwähnenden, von Frech bekanntgemachten Karbonvorkommens zu tun. Taleinwärts von dem vorgenannten Runste breitet sich ein dicht mit Krummholz überwucherter Abhang aus, in welchem mehrorts kleine Schrofen und Türmchen von kristallinem Kalk aufragen. Dann folgt ein von zwei seichten Runsen, die im Geklüfte des Kalbjoches ihren Ursprung nehmen, durchfurchter, kahler Hang.

Am Fuße der Gehängerippe zwischen diesen beiden Runsen trifft man teils zerworfenen, teils mäßig steil gegen NNW geneigten kristallinen Kalk, höher oben zeigt sich eine Felsmasse aus grauem, plattigem Kalk, der ziemlich glimmerarm ist, zu Brauneisen verwitterte Würfelchen von Pyrit enthält und jedenfalls der Zone der unteren Glimmerkalke angehört. Er fällt 20—30° gegen NNW bis WNW. Ueber ihm ruht eine Wandstufe von weiß, hellrot und grau gestreiftem Bändermarmor, der 30° gegen W verflächt. Dann folgt ein gelblicher Glimmerkalk mit blaßgrünlichen Schuppen und ein hellroter, glimmerfreier

Plattenkalk. Als Einschaltung zeigt sich an einer Stelle ein schwarzes, bröckliges Quarzgestein, über das weiter unten noch ausführlich zu berichten sein wird. Den Abschluß des Profils bilden Dolomitbreccien der unteren Felswände des Kalbjoches (Fig. 1 *B*).

Im südlichen Nachbarrunste sieht man in der Höhe des dunklen Glimmerkalkes noch blaßrötlichen, sanft nach W einfallenden Marmor bloßgelegt, der mit dem unterhalb des dunklen Kalkes aufgeschlossenen zusammenhängt. Es ist hier eine schief über die Gehängerippe hinabziehende Bruchlinie zu erkennen. Sie bildet den Westrand einer Absenkung der Marmorzone, einer wahrscheinlich in Staffeln abgeteilten großen Senkung, als deren Folge die abnorme Mächtigkeit der ebengenannten Zone am Abhange weiter talauswärts erscheint. Eine andere noch mehr auffällige Senkung zeigt sich an der weit vortretenden Gehängerippe nordwärts von der zweiten der genannten Runsen. Den mächtigen Sockel dieser Rippe bildet eine Marmormasse, die aus stark zerworfenen, zum Teil wohl steil gegen NO fallenden Schichten besteht. Ueber ihr ruht ein Zug von oberem Glimmerkalk, der in seiner Lagerung außerordentlich stark gestört ist; dann folgt, als Krönung des ganzen Unterbaues der Felsrippe ein kuppenförmiger Aufsatz eines merkwürdigen Mylonitgesteins. Es ist ein schwarzes, von kleinen weißen Körnern mäßig reich durchschwärmtes, hartes und in scharfkantige Stücke brechendes Gestein, das im Aussehen einem Melaphyr nicht unähnlich erscheint. Es besteht, wie eine schon vor Jahren von H a m m e r vorgenommene Schliffprüfung ergab, fast ausschließlich aus Quarz mit etwas Glimmer und ein wenig Kalkspat, der sich als aus der Umgebung infiltriert erweist. Der schwarzfärbende Stoff war als graphitische Masse zu erkennen. Das gänzliche Fehlen von Feldspat schließt die Bezeichnung des Gesteins als Grauwacke aus. Es ist ein durch Graphit geschwärzter, alle Zeichen stärkster Quetschung zeigender Quarzsandstein. Man sieht ihn in vielen Trümmern und Felsstücken auf der grasbewachsenen Ueberdachung des Glimmerkalkes am obengenannten Bergvorsprunge verstreut.

An der sich weiter bergaufwärts entwickelnden Gehängerippe trifft man sehr zerworfenen Plattenmarmor und gleichfalls wechselvoll gelagerten kristallinen Bänderkalk an. An einer Stelle ist ein steiles Hinabbiegen der Schichten wahrzunehmen. Auf einem hochgelegenen Vorsprunge ist dann aber schön geschichteter, 15° gegen SO fallender grauer und weißer Plattenmarmor in kleinen Wandstufen aufgeschlossen. In Verbindung mit ihm zeigt sich hellziegelroter dünnplattiger Kalk mit bläulichen Glimmerschuppen und an einer Stelle ist auch hier das durch Graphit geschwärzte quarzige Quetschgestein entblößt. Ueber diesem folgt noch eine 20° gegen Osten verflächende Stufe von kristallinem Plattenkalk und dann türmen sich die Kalbjochwände empor, deren unterste Teile aus rötlichgrauen Dolomitbreccien und lichten dolomitischen Kalken bestehen. Bei diesen Gesteinen läßt sich auch keine deutliche Bankung wahrnehmen. Sie tragen vielmehr die Zeichen starker Stauchung an sich. Es ist hier demnach eine Verwerfung nachweisbar, die es bedingt, daß der dicht unter den Dolomitmassen des Kalbjoches liegende Glimmerkalk und Mylonit in einer viel tieferen Lage nochmals sichtbar werden (Fig. 1 *C*).

Fig. 1.



Profile durch den Osthang des Val Schwern.

Erklärung zu vorstehenden Profilen.

A. Profil durch den Bachrunst.

1. Weißer kristalliner Kalk. — 2. Roter Breccienkalk. — 3. Dunkelgrauer Schieferkalk. — 4. Stahlblauer Schiefer. — 5. Quarzkonglomerat und Quarzsandstein. — 6. Glazialschutt.

B. Profil durch die Gehängerippe zwischen den zwei seichten Runsen.

1. Gehängeschutt. — 2. Lichter Marmor. — 3. Grauer Pyritkalk. — 4. Bunter Bändermarmor. — 5. Gelblicher Glimmerkalk. — 6. Schwarzer Quarzmylonit. — 7. Dolomitbreccie.

C. Profil durch die Gehängerippe nordwärts von den zwei seichten Runsen.

1. Gehängeschutt. — 2. Marmor. — 3. Glimmerkalk. — 4. Mylonit. — 5. Zerworfener kristalliner Bänder- und Plattenkalk. — 6. Geschichteter Plattenmarmor. — 7. Mylonit. — 8. Dolomitbreccie.

Im obersten Teil der Runse, die zwischen den beiden Bergrippen aufsteigt, ist rechts gleich unter dem Dolomit, der hier auch sehr gestört erscheint, im Hangenden von Bänderkalken eine ziemlich mächtige, stark verquetschte Masse von grünschuppigem, gelblichem Glimmerkalk zu sehen. Links steht in gleicher Höhe noch Dolomit an. In der Runse selbst trifft man neben Dolomitblöcken ein Gestein, das sich als dolomitisch-kalkige Reibungsbreccie erweist. Hier hat man eine zu der vorigen quer verlaufende Verwerfung, die östliche Begrenzung der tief abgesunkenen Gebirgsscholle vor sich. Der vorgenannte grünschuppige Glimmerkalk ist das bezeichnende Gestein der Hangendzone des Mamorzuges am Hutzl und den ihm westwärts benachbarten Bergen. Zu größerer Verbreitung kommt aber am Osthange des Val Schwern ein rötlicher Plattenkalk mit spärlichen Schüppchen lichten Glimmers, an dessen Erscheinen sich das Auftreten roter Erdaufrisse knüpft. Dann findet sich mehrorts auch die eingangs als bunter Schiefer angesprochene Varietät der die Marmorzone überlagernden Schichten. Bei diesen Kalkschiefern und Glimmerkalken sind manchenorts auffällige Zerknitterungen zu erkennen.

Talaufwärts von dem Bergvorsprunge unterhalb der weit vortretenden Gehängerippe, die den subalpinen vom alpinen Abschnitt des Val Schwern trennt, tauchen wieder untere Glimmerkalke auf. Sie treten dort zu beiden Seiten einer kleinen Runse mit sehr wechselndem Verflächen an den Tag. Zur Rechten sind sie an einer Stelle 40° gegen SO und weiterhin in niedrigen Stufen 10—15° gegen S geneigt. Zur Linken zeigt sich eine 30° gegen SW einfallende Masse aus glimmerreichem, von Kalzit durchtrümertem, dunklem Plattenkalk, unter dem hier noch engklüftiger Dolomit erscheint. Noch weiter talaufwärts verhüllt reiche Schuttentwicklung das Gestein. In jenem steilen südöstlichen Fallen erkennt man eine Erscheinung der Schichtschleppung an dem nördlichen Ende der beschriebenen abgesunkenen Scholle. In Uebereinstimmung damit sind auch die Schichten

in dem anschließenden Teile jener tief gelegenen Mamormasse unterhalb des Quarzmylonits gegen NW aufgebogen.

Im alpinen Teil des Val Schwern treten dann wieder obere Glimmerkalke zwischen dem dort reich entwickelten Gehängeschutte und den Dolomitschrofen des Kalbjochgipfels zutage. Endlich trifft man sie auf dem Val Schwern-Jöchl, der Scharte zwischen jenem Gipfel und dem Kamplspitz. Sie sind dort vorwiegend als hellgrauer, bräunlich anwitternder Kalk mit Kalzitadern und vielen Glimmerschüppchen entwickelt. Das graphithältige Quarzgestein ist als ein durch sehr heftigen Gebirgsdruck ganz zermalmtes klastisches Karbon zu deuten. Sein Vorkommen stellt einen abgequetschten Rest des in dem früher erwähnten wasserführenden Runste bei derselben Position entblößten Quarzsandsteines dar. Die starke Stauchung des über dem gequetschten Glimmerkalke ruhenden Dolomites läßt auch diesen als flach aufgeschobene Scholle erkennen. Die Grenze zwischen Dolomit und Glimmerkalk am Osthange des Val Schwern entspricht so ihrer ganzen Längserstreckung nach dem seitlichen Anschnitte einer Schubfläche (Fig. 2 unten). Im folgenden wird gezeigt, daß auch auf der Süd-, Ost- und Nordseite des Blasers und Kalbjoches die Ausstriche dieser Fläche sichtbar sind und so die ganze Blasermasse von einer Schubfläche durchschnitten ist.

Der Zwieselgraben und Santirengraben.

Die steil absteigende Rinne, zu welcher sich die vielen am Südhange des Kalbjoches und des Blasers zur Entwicklung kommenden Gräben vereinen, ist in ihrem untersten Teile ganz in Schuttmassen eingesenkt. Es mengt sich hier der vom Dolomit und Kalkgebirge stammende Gehängeschutt mit dem aus Glimmerschiefer- und Gneisträmmern bestehenden glazialen Schutte. Das erste Anstehende ist hier links ein rötlichgrau anwitternder dolomitischer Kalk, der auf den infolge Einsprengung kleinster Kriställchen glitzernden Bruchflächen eine mit vielem Grau vermengte, ins Rosenrote bis Weinrote spielende Farbe zeigt. Er ist nur undeutlich geschichtet, sehr unregelmäßig zerklüftend, aber von zu plattiger Absonderung neigenden Lagen durchzogen, die — etwas dunkler als die Hauptmasse gefärbt — zahlreiche Schuppen von eisengrauem bis grünlichgrauem Glimmer enthalten. Dieser Kalk fällt mittelsteil gegen SSO; er läßt sich wegen reichlichen Glazialschuttes nicht weit am Abhange hinan verfolgen. Rechts gegenüber sieht man nur einen abgerutschten Klotz von Holzmaserkalk, dessen Bänke bei fast seigerer Stellung quer zur Talfurche stehen und einige Blöcke von weißlichem Marmor aus dem Schutte aufragen.

Höher oben zeigt sich links ein klüftiger, lichtgrauer dolomitischer Kalk, der gleichfalls mittelsteil gegen SSO verflächt. In der dann folgenden Enge, die gleich dem unteren Teil der Rinne viele erratische Blöcke birgt, sieht man ebensolchen Kalk mit sanftem ostsüdöstlichem Verflächen anstehen. Über dieser Enge zweigt links eine steil ansteigende Gehängenische ab, die sich zum südlichen Ende des Kalbjochrückens hinanzieht. Zur Linken eines sich in ihr entwickelnden

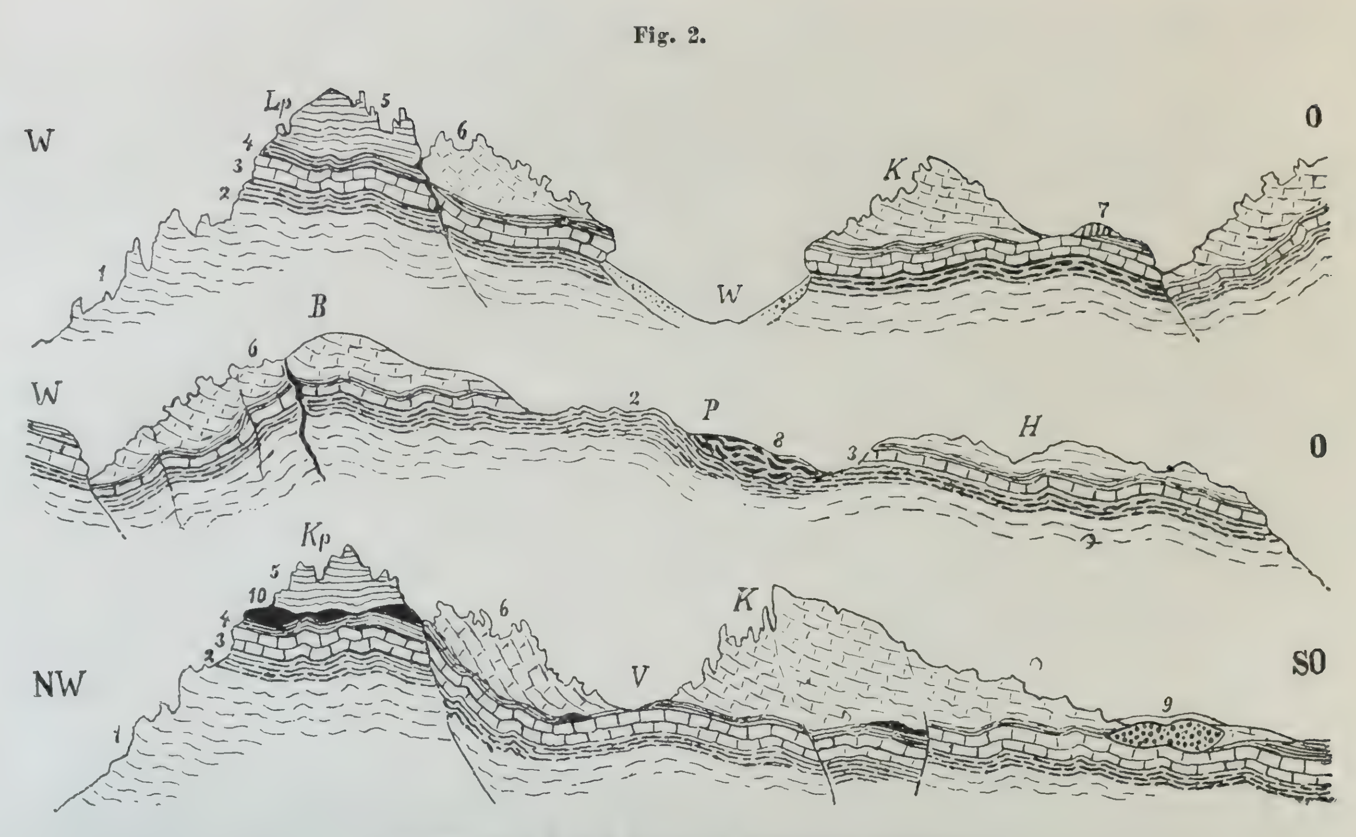
Bächleins tritt oberhalb glazialer Trümmermassen ein feinkörniger, im Bruche dunkelgrauer, von weißen Spatadern durchzogener Kalk zutage, der in flachwellige, dickplattige bis dünnschichtige Lagen abgesondert ist und an seinen gelblichgrau anwitternden Außenflächen teils eine feine Riefung, teils eine eigentümliche, sehr an Holzmaserung erinnernde Zeichnung zeigt. Er enthält schmale Linsen von stahlgrauem Schiefer mit glänzenden, wellig gebogenen Ablösungsflächen und weist selbst auf seinen Schichtfugen einen Glimmerbelag auf. Die aus diesem Kalk bestehenden Felsstufen lassen fast söhlige Schichtlage erkennen.

Zur Rechten sieht man dann Aufschlüsse eines dolomitischen, rhomboedrisch zerklüftenden Kalkes, weiter oben solche eines dickplattigen lichtgrauen oder blaßgelblichen Marmors, der an einer Stelle mit 20° in h. 14, an einer anderen höher gelegenen Stelle mit 25° in h. 16 verflacht. Der dunkle Schieferkalk und die ihn überlagernden lichten, zum Teil dolomitischen Kalke lassen sich von der besprochenen Gehängenische zur Hauptader des Rabanter Grabens hinüber verfolgen. Die lichten kristallinen Kalke bilden hier, zum Teil plattig abgesondert und flach liegend, an dem zwischen der Westnische und dem Hauptgraben aufsteigenden Bergvorsprunge eine größere Wandstufe.

Im Hauptgraben sind oberhalb der Abzweigung der linken Seitennische noch die Liegendschichten des grauen Schieferkalkes bloßgelegt. Zur Linken sieht man graue dolomitische Kalke, die zunächst sanft 25—20° gegen Ost einfallen und weiter oben nahezu söhlig liegen; rechts ragt eine hohe, durch ihre rote Farbe auffallende Felswand auf, die aus weißem bis lichtgrauem Dolomitmarmor besteht, der eine ungemein regelmäßige Klüftung zeigt, so daß die aus ihm gebildete Wand wie aus lauter Rhomboedern aufgebaut erscheint. Die Schichten dieses Marmors fallen 20° OSO und sind von dünnen Lagen eines körnigen rötlichen Dolomites mit bläulichgrünen Glimmerschuppen durchzogen. Die rote Außenfarbe der Felswand, die wohl den Anlaß zu dem aus romanischer Vorzeit stammenden Namen der Gegend gab (Rabant von ruber) ist teils durch Eisenoxydhydrate, teils durch orangegelbe pflanzliche Ueberzüge bedingt. Diese Felswand, welche, von Westen gesehen, einen malerischen Vordergrund zu den in der Ferne sichtbaren Tuxer Eisbergen bildet, reicht talwärts bis zu einer sich steil emporziehenden Rinne, welche gleich oberhalb der linksseitigen Nische rechts in den Rabanter Hauptgraben mündet und als das Endstück der sich am Südhang der Blaserkuppe entwickelnden Gräben erscheint.

Die untere Grenze der grauen plattigen Glimmerkalke streicht im Hauptgraben an der durch eine Minderung seines Gefälles bezeichneten Stelle durch, wo er aus der Waldzone in die Region der Alpenmähder gelangt. Am linksseitigen (westlichen) Hange des alpinen Grabenteiles sind nur wenige Aufschlüsse vorhanden. Oberhalb der roten Felswand bauen sich aber viele kleine Schrofen von grauem körnigem Kalke auf, der in flachwellig gebogene plattige Lagen geschichtet ist, auf den Ablösungsflächen mit Glimmerschüppchen bestreut erscheint, an angewitterten Kluftflächen die schon erwähnten Holzmaserzeichnungen zeigt und viele aus stark gewellten Lamellen be-

Fig. 2.



Schematische Profile durch die Blaserüberschiebung.

Erklärung zu vorstehenden Profilen.

1. Liegenddolomit der Glimmerkalke. — 2. Unterer Glimmerkalk. — 3. Marmor und Bänderkalk. — 4. Oberer Glimmerkalk. — 5. Rhätkalk. — 6. Aufgeschobener Dolomit. — 7. Rötlicher dolomitischer Mylonit. — 8. Phyllit. — 9. Quarzkonglomerat. — 10. Schwarzer quarzitischer Mylonit.

Lp = Lämpermahdspitz. — *W* = Waldraster Graben. — *K'* = Ostgrat des Kalbjoches. — *B* = Blaser. — *P* = Plazet. — *H* = Hablerberg. — *Kp* = Kamplspitz. — *V* = Valschwernjöchl. — *K* = Kalbjoch.

---

stehende Schieferlinsen enthält. Seine Schichtenlage ist teils söhlig, teils eine sanft gegen N gerichtete. In kleinen Aufschlüssen ist dieser Kalk längs der Ostflanke des alpinen Teiles des Rabanter Grabens bis nahe zu der als Zwiesel benannten Oertlichkeit zu verfolgen, wo sich der Graben in zwei Hauptäste teilt. Hoch oben an den beiderseitigen Hängen des noch ungeteilten Grabens ziehen sich Wandstufen hin, die aus den die dunklen Glimmerkalke überlagernden hellfarbigen Kalkschichten bestehen. Man trifft da in scharfkantige Stücke splitternden lichtgrauen körnigen Kalk und weiß- und blaßgelblich gebänderten Marmor in meist flacher Lagerung an.

Von den beiden in der Zwiesel sich vereinigenden Gräben dringt der westliche in den Osthang des Kalbjoches ein, wogegen der östliche zum Sattel zwischen diesem Joche und dem Blaser hinanzieht. Der erstere Graben enthält das tektonisch bedeutsame Vorkommen von karbonischem Quarzkonglomerat. In Trümmern ist dasselbe schon eine kurze Strecke vor der an der Vereinigungsstelle der beiden Gräben entspringenden Zwieselquelle zu treffen. Es könnte sich hier um einen abgerissenen Schubfetzen handeln, da es — wenn durch Wasser verfrachtete Gesteinsstücke vorlägen — seltsam erschiene, warum auf der Strecke zu den anstehenden Massen Konglomerattrümmer fehlen. Oberhalb der genannten Quelle und im untersten Teile des Westgrabens sind noch Kalkschuttaufrisse sichtbar. In einer dann folgenden Enge dieses Grabens stehen aber schon Quarzkonglomerate an, die links (Westseite) sanft gegen W bis WSW, rechts 40—45° steil gegen SSW fallen, so daß hier der Graben einer Bruchlinie entspricht.

Talaufwärts trifft man rechts eine Konglomeratmasse, die bei Seigerstellung O—W streicht und dann noch mehrere Aufschlüsse klastischer Karbongesteine, die sehr wechselnde Schichtlagen zeigen: 80° SSO, 30° NO, 40° NNO und 45° OSO. Diese Aufschlüsse liegen schon nahe der oberen Grenze der Konglomerate. Ein neben ihnen vorspringender Felssporn besteht in seinem tieferen Teile aus Dolomit, in seinem höheren aus grobem Sandstein. Der Dolomit scheint steil ostwärts zu fallen. Man hat es demnach hier mit stark gestörten Lagerungsverhältnissen zu tun. An den beiderseitigen Hängen des die Konglomerate querenden Grabens sind fast keine Aufschlüsse vorhanden. Es läßt sich aber die Verbreitung des Karbons daran erkennen, daß, soweit es reicht, der Boden mit Heidekraut, Azalea und Flechtentundra überwuchert ist, wogegen das Dolomitgelände

alpine Wasenbedeckung zeigt. Es bedingt so hier das Vorkommen von Silikatgesteinen, wie sie am gegenüberliegenden Nößlacherjoche herrschen, auch eine Enklave der dort auftretenden Pflanzenformation.

Am linken Abhange des westlichen Zwieselgrabens ziehen sich die Konglomerate weit hinauf, ohne jedoch den First des Grenzkammes gegen das Val Schwern zu erreichen. Sie sind dort aber auch nur mit einem dünnen Dolomitlappen und einer hochgelegenen Moräne überdeckt, da sie, wie zuvor erwähnt, in einem Runste auf der Westseite des besagten Kammes wiederum zum Vorschein kommen. Rechterseits des westlichen Zwieselgrabens scheinen sich die klastischen Karbongesteine in zusammenhängender Masse nur bis an den oberen Rand der östlichen Grabenwandung zu erstrecken, doch trifft man Sandsteintrümmer auch noch weiter ostwärts in dem schon zur Zwieselquelle gegen S abfallenden Gelände. Betreffs seiner petrographischen Beschaffenheit stimmt das Quarzkonglomerat im westlichen Zwieselgraben ganz mit dem am Nößlacher- und am Leitenjoche überein. Erbsen- bis nußgroße, unvollkommen abgerundete Stücke weißen Quarzes zeigen sich mit spärlichen Schiefersplittern durch ein kieseliges, Schüppchen lichten Glimmers führendes Zement verkittet. Stellenweise geht das Konglomerat in einen groben, ungleichkörnigen Sandstein über. Anthrazitschieferlinsen sind im Konglomerat des Zwieselgrabens bisher nicht gesehen worden. Bei einer vor zwei Jahren im Frühsommer unternommenen Besteigung des Kalbjoches fand ich aber dort in dem durch eine Lawine aufgewühlten mulmigen Erdreich Stückchen glänzenden Kohlenschiefers und in einem derselben einen Calamitenrest. An das Vorkommen des Quarzkonglomerates knüpft sich wie am Ost- und Nordhange des Leitenjoches auch hier im westlichen Zwieselgraben das Erscheinen von Quellen.

Talaufwärts vom Karbonvorkommen sind in diesem Graben zunächst ein paar Aufrisse, die Dolomitschutt bloßlegen, sichtbar. Höher oben dehnen sich Mähder aus, die fast bis zum Gipfel des Kalbjoches hinanreichen. Im obersten Teile des Grabens treten Dolomitfelsen zutage, von denen der erste zur Linken 20° SSO-Fallen zeigt, der nächste, etwas höher gelegene, rechts 20° OSO-Fallen erkennen läßt. Noch weiter oben wurde bei einem Schrofen, nahe unter dem Westgrate des Kalbjoches, 40—50° steiles SSO-Fallen festgestellt. Auf diesem Grate herrscht 35° steile Schichtneigung gegen OSO vor. Am Gipfel des Kalbjoches zeigt sich ein Verflächen des Dolomites gegen SSW unter 20—30°, am Grate weiter ostwärts ein steiles Verflächen gegen SSO. Der Dolomit ist hier kristallin, im Bruche grau, licht anwitternd und scharfkantig zersplitternd. Frech gibt vom Kalbjoche ohne nähere Ortsbezeichnung den Fund von als Megalodus zu deutenden Schalendurchschnitten an (Gebirgsbau der Brennerfurche, S. 30).

Beim Eintritte in den von der Zwiesel rechts abzweigenden Graben fällt der Blick bald auf einen zu seiner Linken vortretenden Schrofen, vor dem als Erosionsrest ein seltsam geformter Pilzfels steht. Mein seliger Vater pflegte dieses Felsgebilde ob seiner Aehnlichkeit mit einem Vogelkopfe als Eulenfelsen zu benennen, während bäuerliche Phantasie es mit einem „Kugleten Grint“ verglich. Dieser Schrofen besteht aus einer außerordentlich stark zerrütteten Masse

rötlichen Marmors und ist als solche mit dem links benachbarten Einschube von Karbon in die Trias in Beziehung zu bringen. Ihr gegenüber zieht sich auf der rechten Seite des Grabens eine Wandstufe hin, die aus ganz ungeschichtetem weißem, von roten Flecken und Adern sehr stark durchtrümertem Marmor besteht, einem Gesteine, das alle Zeichen heftiger Quetschung und Knetung an sich trägt.

Oberhalb dieser Stufe fand sich ein Block von blaßgelblichem, grünschuppigem Glimmermarmor, der eine ungewöhnliche Fältelung aufwies und ein Block von grünlichem Kalkphyllit, wie er mehrorts in der oberen Glimmerkalkzone der Nachbargebiete erscheint. Eine zusammenhängende Lage von Gesteinen dieser Zone ließ sich hier aber nicht nachweisen. Man kann sich denken, daß bei Einwirkung von Kräften, die eine harte Marmorbank zermürbten, die weniger widerstandsfähigen oberen Glimmerkalke völliger Zermalmung unterlagen. Talaufwärts von dem Schrofen mit der steinernen Eule schneidet der östliche Zwieselgraben ganz in Dolomit ein. Es sind hier aber nur noch auf der rechten Grabenseite bergwärts von der vorgenannten Marmorwand Gesteinsentblößungen vorhanden, die lichtgrauen, splitterigen Dolomit aufschließen, wie er auch am Kalbjoch über dem Karbon erscheint.

Weiter aufwärts dehnen sich hier ohne Unterbrechung prächtige Alpenmähder aus. Der Geologe räumt da, zur Untätigkeit verurteilt, dem Botaniker das Feld, der hier hinwiederum um so reicheren Stoff für seine Forschungsziele findet. In der Tat waren diese Alpenmatten auf der West- und Südseite des Blaser eine der bevorzugten Arbeitsstätten meines seligen Vaters. Von hier wanderten viele systematisch interessante Spezies in Hunderten getrockneter Exemplare in der von meinem Vater einst ausgegebenen „Flora exsiccata Austro-Hungarica“ in die Welt hinaus, hier wurden von ihm in der auf dem Südvorbau der Blaserkuppe errichteten, zu Beginn der achtziger Jahre in Betrieb gestandenen Versuchsstation viele wichtige pflanzenbiologische Beobachtungen gemacht, und hier war es, wo für zwei der Farbentafeln im „Pflanzenleben“ für „Soldanellen im Schnee“ und „Alpiner Wasen auf dem Blaser in Tirol“ der berühmte Leipziger Illustrator Ernst Heyn unter meines Vaters wissenschaftlicher Führung die Originalaquarelle entwarf. Das zweite jener schönen Bilder stellt den obersten Teil des östlichen Zwieselgrabens dar.

Während die zur Linken des Rabanter Grabens steil ansteigende Rinne nur in eine Bucht der westlichen Grabenwandung ausläuft, geht die gleich weiter oben rechts abzweigende Rinne in einen sich in viele Zweige auflösenden Graben über, der mit seinen letzten Endigungen bis nahe unter die Blaserkuppe reicht. Es ist dies der Santirengraben. In seinem steilen Anfangsteile quert man in derselben Höhenzone wie im Hauptgraben von Rabant zahlreiche Stufen eines an zerknitterten Schieferlagen reichen, wellig-plattigen Kalkes, der sanft gegen OSO verflächt. Auch am Hange weiter ostwärts treten Wandstufen solchen Kalkes auf, der mehrorts die ihm eigentümliche Holzmaserzeichnung schön entwickelt zeigt. Das Schichtfallen ist hier ein ziemlich sanft (20°) gegen O gerichtetes; die Gesamtmächtigkeit des Schieferkalkes eine ziemlich große.

Kurz vor dem Beginn der Alpenmähder kommt es dann wieder zu rein kalkiger Ausbildung des Gesteins. Man trifft lichtgrauen, in ebenflächige Platten spaltenden Kalk und weißen, bankig abgesonderten Marmor, der fast söhlig gelagert ist. An den weiter ostwärts hinstreichenden Hängen zeigt sich plattiger Marmor von rein weißer Farbe und höher oben brecciöser Marmor mit feinen, roten Adern sowie grauer, weniger gut gebankter kristalliner Kalk. Die Schichten sind hier gegen SW geneigt.

Gleich oberhalb des Zaunes, welcher die alpine Wiesenregion begrenzt, steht rechts eine Felsmasse aus weißem, rot gestriemtem und geädertem Marmor, der keine Schichtung zeigt, von Harnischen durchsetzt erscheint, ganz regellos zerklüftet ist und auch den Eindruck eines stark gequälten Kalkes macht. Zur Linken steht auch hier noch klüftiger kristalliner Kalk an. Dann folgt hier aber, quer zum Graben streichend, ein Geländestreifen, in dem sich Trümmer grünschuppigen Glimmerkalkes am Westhange des Grabens eine Strecke weit hinauf verfolgen lassen. Jenseits dieser Trümmerzone, die nach unten bis zur Grabensohle reicht, trifft man einen lichtgrauen dolomitischen Kalk. An den Lehnen, über welche man hoch ober der vorhin genannten roten Wand aus dem Santirengraben zu den Zwieselgräben gelangt, sind mehrorts auch Gesteine nachweisbar, die zwar manchen Abarten der unteren Kalkschiefergruppe ähnlich sehen, aber doch als stark veränderte obere Glimmerkalke aufzufassen sind, deren Zone hier fast gänzlicher Auswalzung unterlag. Bergaufwärts folgen auch hier dolomitische klüftige Kalke.

Auf einem oberhalb der vorgenannten rot durchäderten, schichtungslosen Marmormasse ausgebreiteten Wiesenboden sind auch Trümmer und Blöcke von grünschuppigem Glimmerkalk verstreut. Sie liegen dort an höherer Stelle als im erwähnten Streifen auf der Westseite des Grabens, so daß dieser hier einem Verwurfe mit abgesunkenem Westflügel entspricht. Der mittlere und obere Abschnitt des Santirengrabens und seine Aeste liegen im Bereiche eines grauen, außen weiß gebleichten, sich sehr rauh anfühlenden Dolomits. Auch hier sind noch an ein paar Stellen Trümmer von Glimmerkalken sichtbar. Sie dürften hier, obwohl gerade dieser Flankenteil des Blasers reich an Findlingsblöcken ist, nicht auch als solche zu betrachten sein. Man könnte sie zwar von den hochgelegenen Vorkommen solcher Kalke auf den Gipfeln südlich von der Kesselspitze herleiten, doch sind erratische Kalktrümmer im Bereich des Gschnitztales äußerst selten. Man sieht sich so zur Annahme versucht, daß man es hier mit in die Unterfläche einer Dolomitschubmasse eingepreßten und mitgerissenen Fetzen ihrer Unterlage zu tun hat. Es würde sich dann um das letzte Ausklingen der Reste eines gegen Ost allmählich ganz zum Schwunde kommenden Schichtgliedes an der Basis einer Schubmasse handeln.

Die Dolomite in den oberen Teilen des Santirengrabens zeigen sich mehrorts stark zertrümmert und zerrüttet und ihre feinen Sprünge sind da mit Kalktuff erfüllt, der auf den Gesteinsflächen auswitternd zarte Netze bildet. Auf dem schmalen Rücken zwischen den Wurzeln des genannten Grabens treten, insoweit nicht Wasen das Gestein bedeckt, Ueberstreuungen mit feinem Dolomitschutt auf, die wohl durch

oberflächlichen Zerfall des ganz vom Eise abgeschliffenen Felsbodens entstanden sind. Auch in der Kuppenregion des Blasers kommen solche eluviale Schuttbildungen vor. Hier zeigt sich außerdem ein wichtiger tektonischer Befund. Es läßt sich von der früher erwähnten ehemaligen pflanzenbiologischen Versuchsstation bis zur Gipfelkuppe hinauf eine Kette kleiner, rötlicher Felsklippen verfolgen, die aus fest miteinander verkneteten Splittern und Brocken von Glimmerkalk, Hornstein und Dolomit bestehen. Sie heben sich durch ihre Farbe scharf von der Umgebung ab und lassen zum Teil ein mäßig steiles gegen, SO gewandtes Einfallen erkennen. Man hat es hier mit der Durchspießung des Dolomits durch einen emporgepreßten Keil der an seiner Basis entwickelten Mylonite zu tun.

Die Plazetmähder und der Hablerberg.

Gegen das äußere Gschnitztal dacht der Blaser mit einem von vielen kleinen Gräben durchfurchten Hange ab, der sich westwärts bis zum östlichen Grenzrücken des Santirengrabens, nordwärts bis zum Hablerberg erstreckt. Die steile unterste, oberhalb der glazialen Talausfüllung hinstreichende Zone dieses Hanges ist fast ganz in Schutt gehüllt. Nur in ihrem westlichsten Teile und in einem Stücke ihrer Osthälfte sind Aufschlüsse vorhanden. Auf den Waldwegen oberhalb Trins erscheinen mehrorts kleine Felsstufen, die aus dunkelgrauem Glimmerkalk und Holzmaserkalk bestehen, der 20° nach O bis OSO verflächt, zum Teil auch söhlig liegt. Längs eines Weges, der talauswärts von der östlich des genannten Dorfes stehenden Antoniuskapelle sanft ansteigend dem Gehänge folgt, trifft man dünngeschichteten, dunklen, körnigen Kalk, der viele Schuppen und Flasern von lichtem Glimmer und Knauern von gelbem Kalzit enthält und stellenweise auch Holzmaserzeichnungen zeigt. Am westlichsten seiner Aufschlüsse ist 20° SW-Fallen, am nächstfolgenden 15° NO-Fallen erkennbar. Eine mehr ostwärts anzutreffende Entblößung zeigt fast söhlige Schichtlage, eine noch mehr talauswärts liegende sanftes ostsüdöstliches Verflächen.

Zu Häupten dieser untersten sehr schuttreichen Gehängezone streicht ein hohes Felsband hin, das in seinem unteren Teil aus Marmor, in seinem oberen aus kristallinem Glimmerkalk besteht. Der in sehr scharfkantige Stücke spaltende Marmor ist zum Teil rein weiß, zum Teil blaßrötlich oder gelblich, teils auch weiß und grau oder weiß und gelb gebändert, manchmal weiß und blaßrötlich gefleckt. Daneben tritt auch plattig abgesonderter grauer und weißer Marmor auf. Das Hangende dieser Gesteine ist zum Teil als kristalliner blaßgelblicher Kalk mit vielen Schuppen grünlichgrauen Glimmers, teils als grauer körniger Kalk mit bläulichen Glimmerblättchen und weißen Quarzlinsen entwickelt.

In ihrer Gesamtheit überblickt läßt diese mächtige Schichtmasse hochkristalliner Bänder- und Glimmerkalke flachwellige Lage erkennen, da das besagte Felsband eine flache Sigmoide beschreibt. Der nach unten ausbiegende Teil derselben kommt auf die Hänge oberhalb Trins zu liegen; ihr schwach gewölbter Scheitel auf die steilen Lehnen

im Nordosten der Antoniuskapelle. Dort ist das Felsband wie in seinem westlichsten Teile in kleine Schrofen zerstückt. Am deutlichsten und mächtigsten entwickelt zeigt es sich in seiner Mitte, wo es die höhlenreichen Tennenschrofen formt. Der aus dem Gesamtbilde ersichtlichen Tektonik entsprechen die Einzelbefunde: An den Waldwegen ober Trins sieht man Glimmerkalke 30—40° steil gegen Ost, und unter 15—20° gegen OSO einfallen. Gerade oberhalb des Dorfes ist ein Synklinalkern aus Marmorschichten sichtbar mit 30° gegen SO bis SSO und ebenso steil gegen SW einfallendem Flügel. Letzteres Verflächen herrscht auch weiter ostwärts vor. Dann stellt sich wieder sanftes östliches Verflächen ein. Der so bezeugten flachen Schichtaufwölbung entspricht auch die bereits erwähnte Antiklinalstellung der unteren Glimmerkalke an den Hängen talauswärts von der Antoniuskapelle.

Oberhalb der Tennenschrofen liegt eine flache Einbuchtung des Bergabhanges, die mit glazialem Schutte überstreut ist und nur spärliche Gesteinsaufschlüsse zeigt. In einem Hohlwege, welchem der zu den Plazetmähdern führende Pfad beim Eintritt in diese Gehängebucht folgt, und etwas weiter oben im Walde steht brecciöser grauer Dolomit an. Weiter ostwärts steigt das Berggelände oberhalb der Felsbandzone steiler an und da tritt an vielen Stellen Dolomit zutage. Dieser erweist sich als ein sehr engklüftiges, in kleine kantige Bröckeln zersplitterndes Gestein, das ziemlich undeutlich geschichtet ist und bei hellgrauer Farbe eine Durchtrümerung mit weißen Adern zeigt. Oft ist er zu grobem Grus zerfallen. Stellenweise geht er in eine Dolomitbreccie über. Mehrorts, so am Ostrande der vorgenannten Einbuchtung, wird dieser Dolomit mehr kalkig und an Stelle starker oberflächlicher Zerklüftung treten dann Kleinformen eines Karrenreliefs.

Oberhalb der vorgenannten Bucht des Berggehänges steigt das Gelände steil zu dem den Graben von Santiren gegen Ost begrenzenden Rücken an. Hier treten an vielen Stellen Gesteine der Marmorzone auf. Es sind teils bankige, weiße und lichtgelbe, teils in dicke große Platten spaltende graue körnige Kalke. Ueber ihnen lagern, den oberen Teil des Grenzrückens gegen Santiren formend, wieder Dolomite. In dem kleinen Graben, welcher östlich von diesem Rücken liegt, ist ungefähr in Mittelhöhe und dann in seinem oberen Teile unterer Glimmerkalk entblößt. Die Schichten im oberen Aufschlusse fallen 15° SO und unterteufen die Dolomite des Rückens. Unter ihnen steht in niedrigen Felsstufen ein sanft gegen W bis SW verflächender dolomitischer Kalk an, dessen Kluftflächen eine auffällige parallele Riefung zeigen. Derselbe Kalk tritt in Verbindung mit dem weiter unten bloßgelegten unteren Glimmerkalke auf.

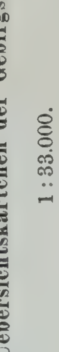
An den ostwärts vom genannten Graben sich ausdehnenden Plazetmähdern kommen dunkelgraue glimmerige Plattenkalke mehrorts an den Tag. Sie zeigen mäßig- bis mittelsteile (30—45°) Schichtneigung gegen SSW bis SW und fallen so unter die in der Waldregion zu Füßen der genannten Mähder anstehenden Dolomite ein. In losen Massen lassen sie sich selbst bis in diese Region hinab verfolgen. Bergwärts reichen sie bis zu der sanft gewellten Hochfläche hinauf, die sich oberhalb der steil ansteigenden Plazetmähder ausbreitet und gegen NW hin von der Gipfelkuppe des Blasers überragt wird.

Innerhalb dieser räumlich ausgedehnten Bloßlegung von unteren Glimmerkalken, denen sich in scharfkantige Platten spaltende Kalke beigesellen, trifft man zwei Klippen von Dolomit. Die eine ragt nicht weit oberhalb der Stelle auf, wo der bereits erwähnte, zu den Plazetmähdern führende Pfad den diese talwärts abgrenzenden Zaun erreicht. Der Dolomit fällt hier 40° gegen SSO bis S, liegt also deutlich diskordant den unteren Glimmerkalken auf, die — wie erwähnt — gegen SW verflächen. Die andere Dolomitklippe erhebt sich weiter westwärts und höher oben auf der Ostseite des früher erwähnten Grabens gegenüber dem höher gelegenen der dort sichtbaren Aufschlüsse von unterem Glimmerkalk. Auch hier ist deutliche Diskordanz vorhanden, indem der Dolomit teils 45° gegen ONO bis O, teils 60° gegen O verflächt, die Schieferkalke in seiner östlichen Nachbarschaft aber 20° gegen SW fallen. Zwischen diesem Dolomit und jenem am Grenzrücken gegen den Santirengraben tritt lichter Marmor auf. Ein ganz isolierter Marmorrest innerhalb der Region der unteren Glimmerkalke ist am Rande der erwähnten Hochfläche oberhalb der Plazetmähder zu sehen.

Das östlich von diesen Mähdern gegen den Hablerberg zu liegende Gebiet fällt auch noch der Verbreitungsregion der unteren Glimmerkalke am Südosthange des Blaser zu. Vom Dolomitgebiete oberhalb der Felsbandzone wird dieser Glimmerkalk durch einen Marmorzug getrennt, der ungefähr der Grenze zwischen den alpinen Matten und dem Waldgelände folgt. Man sieht hier weißen und lichtgrauen, seltener gestreiften feinkörnigen Marmor, der zum Unterschiede vom engklüftigen Dolomit einen Zerfall in größere Spaltstücke zeigt. Der Glimmerkalk neben dem Marmorzuge fällt sanft gegen SSO bis S unter diesen ein. Auch im Gebiete östlich von den Plazetmähdern ist den unteren Glimmerkalken eine größere Dolomitklippe aufgesetzt.

Besonderes Interesse erregt hier aber ein räumlich sehr ausgedehntes Vorkommen von Quarzphyllit. Dieser zeichnet sich durch eine ganz außerordentlich starke Zerknitterung seiner Lamellen aus, die eine ins Grünliche spielende mattgraue Farbe zeigen, soweit nicht die Verwitterung rostbraune Töne schafft. Gesteine von ganz ähnlichem Aussehen sind am Nößlacherjoche anzutreffen und es drängt sich so die Ueberzeugung auf, daß man es hier mit einem großen Schubfetzen zu tun hat. Das Vorkommen übertrifft jenes von Quarzsandstein und Quarzkonglomerat im westlichen Zwieselgraben um mehr als das Doppelte an Größe und stellt sich so als ein wohl sehr bemerkenswerter Ueberschiebungszeuge dar. Gleichwie im östlichen Zwieselgraben bedingt auch hier das Auftreten von Silikatgestein einen auffälligen Wechsel in der Vegetation, der ebenso wie dort zur kartographischen Festlegung des Vorkommens gute Dienste tut. Man glaubt sich da angesichts des reichlichen Erscheinens von Azaleenteppichen und üppigen Flechten- und Moosbeständen fast in das von der gegenüberliegenden Talseite herüberblickende paläozoische Schiefergebiet versetzt. Ein Einblick in die Lagebeziehungen dieses Phyllites zu den Gesteinen seiner Umgebung bleibt bei der Dichtigkeit des Pflanzenkleides leider verwehrt.

Fig. 3.



Geologisches Uebersichtskärtchen der Gebirgsmasse des Blaser.

1 : 33.000.

Erklärung zum vorstehenden geologischen Uebersichtskärtchen.

1. Liegenddolomit der Glimmerkalke. — 2. Unterer Glimmerkalk. — 3. Marmor und Bänderkalk. — 4. Oberer Glimmerkalk. — 5. Rhätkalk. — 6. Aufgeschobener Dolomit. — 7. Quarzkonglomerat. — 8. Phyllit. — 9. Rötlicher dolomitischer Mylonit. — 10. Schwarzer quarzitischer Mylonit.

L = Lämpermahdspitz. — *K* = Kamplspitz. — *WG* = Waldraster Graben. — *LT* = Langes Tal. — *KJ* = Kalbjoch. — *S* = Schlumes. — *B* = Blaser. — *H* = Hablerberg. — *Z* = Zwiesel. — *SI* = Santiren. — *P* = Plazet. — *VS* = Val Schwern. — *R* = Rabant. — *T* = Tennenschrofen.

Etwas erschüttert erscheint die Auffassung dieses Phyllites als Schubdeckenrest durch die Tatsache, daß am Osthange des Hablerberges an einer Stelle derselbe Phyllit konkordant über unterem Glimmerkalk ruht. Dies könnte zur Annahme führen, daß er auch an den Lehnen östlich vom Plazet doch nur ein Glied der über dem Hauptdolomit entwickelten schieferführenden Schichtgruppe sei. Freilich fehlt er als solches andernorts in der unteren Glimmerkalkzone und Konkordanz kann als Ausnahme örtlich beschränkt auch zwischen zwei nur tektonisch verknüpften Schichtschollen vorkommen, wenn sie durch spätere Bewegungsvorgänge ganz dieselbe Orientierung erhielten (Fig. 2, mittleres Profil).

Der Rücken des Hablerberges, welcher den östlichen, sich dem Wipptale zuwendenden Blaservorbau bildet, hat gegen dieses eine steile Frontabdachung, die sich von den zum Gschnitztale und zum Brandachgraben senkenden Flankenhängen ziemlich scharf abgrenzt, so daß es zu einer Gabelung seines sanft gegen Ost geneigten Rückenfirstes in zwei steil gegen SO und NO abfallende Grate kommt. Die vorerwähnte, über die Südhänge des Berges hinstreichende Glimmerkalk- und Marmorzone steigt, nachdem sie den südöstlichen dieser Grate erreicht hat, an dessen Ostflanke empor, um dann dem Firste des Rückens zu folgen. Sie beschreibt dabei einen scharfen, gegen Ost konvexen Bogen um das von ihr unterteufte Dolomitgebiet. Kurz vor der Umbiegung sieht man auf einem noch im Gschnitztal stehenden Bergvorsprung 20° gegen WSW geneigte Stufen von weiß- und gelbgebändertem Plattenmarmor und in seinem Hangenden ebenfalls plattigen, 20—25° gegen WSW bis W einfallenden grünschuppigen Glimmerkalk sowie einen Aufschluß von lichtbraunem Hornsteinschiefer mit Knauern von Quarz. Jenseits der raschen Umbiegung des Berggehänges zeigt sich dann auf der dem Wipptal zugekehrten Seite der schon geschilderte Befund: die konkordante Überlagerung sanft gegen S geneigten Glimmerkalkes durch sehr stark zerknitterten Phyllit.

Weiter nordwärts folgt ein Wiesenboden, wo 20° gegen S bis SSW geneigter Holzmaserkalk ansteht, der in der Fortsetzung des vom Phyllit bedeckten liegt und selbst von dolomitischem Kalke unterteuft wird, der gleichfalls sanft gegen SSW verflächt. Dann läßt sich nochmals eine Überlagerung von unterem Glimmerkalk durch

stark gefältelten Phyllit erkennen. Das unmittelbare Hangende des letzteren ist nicht sichtbar. Höher oben am Gehänge treten dann blaßrötliche und graue dickplattige Gesteine der Marmorzone auf. Sie formen, sehr sanft gegen WSW verflächend, unterhalb des Ostendes des Hablerberges eine kleine Hügellandschaft, deren Gräben und Mulden viel Trümmerwerk von Plattenmarmor erfüllt. Am Nordostrande dieser Landschaft trifft man schon unteren Glimmerkalk, der sich hier rasch am Abhange emporzieht. Im Südwesten der Marmorhügel ist sehr sanft gegen W bis WSW einfallender oberer Glimmerkalk zu sehen, der sich vom erwähnten Bergvorsprunge in losen Stücken, jedoch nicht in einem Zuge oder in einer Kette von Felsen hier herauf verfolgen läßt.

Auch oben auf der schmalen Rückenfläche des Halberberges kann man das Fortstreichen des oberen Glimmerkalkes nur durch den Nachweis zahlreicher verstreuter Trümmer feststellen. Seine hier als rötlichweißer und fast ungeschichteter Marmor ausgebildete Unterlage formt dagegen eine Reihe kleiner Schrofen, die sich längs des oberen Randes der dem Brandachgraben zugewandten Nordabhänge des Bergrückens hinziehen. Den Fuß dieser Schrofenreihe begleiten, soweit er nicht von Schutthalden besäumt ist, kleine Stufen von unterem Glimmerkalk. Die sanft abdachenden Lehnen gleich im Süden der Rückenfläche gehören schon dem Dolomit an (Fig. 2, mittleres Profil).

Ein sehr mannigfaltiger Befund zeigt sich an der Wurzel des Bergrückens, da, wo dieser aus dem von der Blaserkuppe gekrönten mittleren Gebirgsteile hervortritt. Diese Gegend liegt gleich im Nordosten des vorhin beschriebenen Phyllitvorkommens und stellt sich — da der Rücken gegen Ost zunächst noch ein wenig ansteigt — als ein flacher Sattel dar. Unweit seines Nordabfalles ragt eine kleine Klippe auf, die aus 50° gegen OSO einfallendem grauem Plattenmarmor besteht. Am Sattelrande selbst erheben sich zwei Hügelchen aus ungeschichtetem Dolomit. Unterhalb der zwischen ihnen liegenden Scharte trifft man graue, weißgeäderte Kalke und dunkle Schiefer an. Weiter südwärts steht schon am gegen Nord abfallenden Hange ein kleiner Turm aus kristallinem dolomitischem Kalk, der 40° gegen O verflächt und eine abgerutschte Masse zu sein scheint. Ein ihm benachbarter Schrofen baut sich aus Dolomit und ihn konkordant überlagerndem unterem Glimmerkalk auf, der 40° gegen O fällt, wogegen ein neben ihm höher aufragender Felsen aus Marmor besteht. Mehr in der Mitte des Sattels befindet sich ein kleiner Riff, der stark verquetschter Marmor zu sein scheint. Mehr gegen Süden zu folgt dann ein Hügel, an dessen Süd- und Westseite ein hellrötlicher, glimmerführender Kalk ansteht, der in dünne, wellig verbogene Scherben zerfällt und 40° gegen SO neigt. Man hat es hier mit einem stark zerstückelten Abschnitt der sich den Dolomiten des Blaser einschaltenden Marmor- und Glimmerkalkzone zu tun.

Am Rücken westlich vom genannten Sattel trifft man Dolomitschutt und Trümmer von Kalkschiefer an. Am oberen Ende des Phyllitvorkommens, das — wie erwähnt — bis in die Nachbarschaft des Sattels reicht, zeigt sich eine Wandstufe aus grauem Glimmerkalk, der 40° gegen SW fällt und dem Phyllite aufzuruhen scheint. Weiter

nordwärts, am Abfalle des Geländes gegen den Brandachgraben, kommt dann eine Felsstufe zur Entwicklung, die sich mehrfach unterbrochen längs dieses Abfalles bis in die Nähe der Blaserkuppe hinaufzieht. Ihr unteres Stück besteht aus mehreren Schrofen von grauem Kalk, der 30⁰ gegen SSW verflächt, von dünnplatigem Pyritschiefer überdacht wird und durch eine Zone von Schieferschutt vom tiefer unten anstehenden Dolomite getrennt ist, der 40⁰ gegen S fällt. Dann folgt eine zusammenhängende Stufe aus flach gewelltem Kalk, der gegen NW streicht und 25—30⁰ gegen SSW bis S einfällt. Vereint mit ihm zeigt sich ein unebenflächig plattiger Kalk mit Ocherbelag und glänzenden Glimmerflasern. Das obere Stück der Felsstufe baut sich aus einem grauen, 30⁰ gegen SSO geneigten, gut geschichteten Kalk auf, der in scharfkantige ebenflächige Trümmer von säuliger oder breitspießiger Form zerfällt. Untergeordnet tritt hier weißer und lichtgelber Marmor mit spärlichem Glimmer auf. Das Liegende des grauen Kalkes ist ganz in Schutt gehüllt. In seinem Hangenden erscheint engklüftiger Dolomit, der gleichfalls ziemlich sanft, lokal aber bis zu 60⁰ steil gegen SSO verflächt.

Südöstlich von der Blaserkuppe verliert sich dann die Felsstufe und auch die unteren Glimmerkalke, denen sie aufliegt, scheinen auszukeilen. Der steile Ostabfall der Kuppe ist eine der wenigen Stellen im Bereich der ganzen Bergmasse des Blasers, wo die Einschaltung einer Glimmerkalk- und Marmorzone zwischen dem Gipfeldolomit und dem Dolomit des Gebirgssockels fehlt und man von der Kuppe niedersteigend aus dem Bereich des oberen Dolomites direkt in das des unteren gelangt.

Der Schlumesgraben und die Weiße Wand.

Gegen Nord fällt das Kalbjoch steil zum oberen Teil des schutterfüllten Grabens ab, der die Gebirgsmasse des Blaser vom Serloskamme trennt. Dieser Absturz zeigt das Landschaftsbild des wildesten Dolomitgebirges: ein Gewirre jäh aufstrebender Pfeiler, Felstürme und Zinnen und zwischen ihnen eingerissener schuttreicher Schlote und Runsen. Die nördliche Bergflanke tritt hier so in schärfsten Gegensatz zur südlichen, die sich bis zur Gratlinie hinauf als ein von seichten Gräben durchfurchter Wiesenhang darstellt. Das Schichtfallen ist am Nordabsturze des Kalbjoches ein sanft gegen S bis SSO gerichtetes. Es bedingt dies, da die vortretenden Schichtköpfe zur Entwicklung schmaler Gesimse führen, eine teilweise Begehbarkeit mancher unzugänglich scheinender Wände. Das vorherrschende Gestein ist ein lichtgelblichgrau anwitternder Hauptdolomit mit dunkelgrauen, schimmernden, oft von einem zarten Netze weißer Aederchen durchzogenen Bruchflächen; daneben treten auch lichte und dunkle dolomitische Kalke auf.

Aus den sich zu Füßen der Dolomitabstürze in den Talgrund absenkenden Halden taucht eine Felsmasse hervor, die aus stark zerworfenen, anscheinend steil gegen S und O einfallenden Dolomitschichten besteht. Auf der durch sie gebildeten Geländestufe sind viele gelbliche Mylonite und ganz zermalmte und zerquetschte Dolomite,

aber nur ganz wenige Trümmer von Glimmerkalk zu sehen. Es scheint, daß hier der Dolomit einer abgebrochenen Scholle vor eine stehengebliebene Masse der von ihm überschobenen Schichten zu liegen kam und diese völlig verdeckte. Weiter ostwärts treten dann die vom Dolomit überschobenen Glimmerkalke und Marmore in größerer Erstreckung an den Tag, eine gelbliche Felsstufe zu Füßen der grauen Wände des östlichen Kalbjoches bildend. Dieses durch Farbengegensatz auffällige Erscheinen anderer Gesteine unter dem Dolomit wurde schon von Frech bemerkt, doch glaubte er, daß es sich um eine Einlagerung von Glimmerkalk und Pyritschiefer im Dolomite handle. Daß man es aber nicht mit konkordantem Schichtverband zu tun hat, zeigt sich klar daran, daß die über einem massigen Marmorunterbau in bedeutender Mächtigkeit entwickelten Glimmerkalke bei im ganzen flacher Lage mannigfach gestört, zerbrochen und zerstückt erscheinen und die sie überdachenden Dolomite heftig gestaucht und geknetet sind. Letzterer Umstand kommt im Landschaftsbilde darin zum Ausdrucke, daß an die Stelle eckiger, in Stockwerke gegliederter Felstürme verkrümmte steinerne Riesenfinger und seltsam geformte Pilzfelsen treten. Doch läßt sich noch ein mittelsteiles Einfallen der Dolomitmassen gegen SSO und SO erkennen, wogegen die unter ihnen liegenden Glimmerkalke und gut geschichteten Bändermarmore sanft gegen SSO bis S verflächen. Die Überschiebungslinie selbst ist schuttverhüllt. Die Glimmerkalke weisen hier eine ziemliche Mannigfaltigkeit auf. In den Runsten, durch die ihr Gesteinszug in dicke Pfeiler zerschnitten wird, sind dunkelgraue blättrige Tonschiefer, dünn geschichtete Kalke mit hellgrünem Glimmer, glimmerarme hellgelbliche Plattenkalke und dunkelbraun anwitternde Kalke zu sehen (Fig. 2, oben).

Der Zug dieser Gesteine biegt dann um das Nordende des Kalbjochgrates herum, um sich bis an die Achse des zwischen dem Kalbjoche und dem Blaser eingesenkten Grabens zu erstrecken. Unter ihm tritt hier auch wieder der Marmorzug mächtig hervor. Dieser bildet, sich zu einer hohen Wandstufe gestaltend, die Grenze des alpinen gegen den subalpinen Teil jenes Grabens. Ersterer ist die von einem Quellbächlein durchzogene Wiesenmulde Schlumes, letzterer das krummholzreiche „Lange Tal". Die Marmorwände an der Grenze beider Grabenteile sind von einigen Verwerfungen durchschnitten und bauen sich aus 15—20° gegen SSO einfallenden, schön gebänderten Schichten auf. Über ihnen trifft man am Ostrand der Schlumesmulde grauen pyritreichen und lichtgelben glimmerarmen Kalk. Aus letzterem besteht der Hügelvorbau, welcher die aus der Schlumesmulde in das „Lange Tal" hinabführende Enge links begrenzt. Der pyritführende Kalk erscheint weiter nordwärts auf einem Felsvorsprunge, den ein in die Marmorwände eingerissener Tobel vom Nordende des Kalbjochgrates trennt (Fig. 4 *A*).

Wendet man sich von diesem Vorkommen gegen West, so stößt man auf eine Reihe von für die Erkenntnis der Tektonik wichtigen Befunden. An einem kleinen Riff von grauem splittrigem Kalk vorbei kommt man zu ein paar Aufschlüssen eines typischen Mylonits, ähnlich jenem, der sich auf der Blaserkuppe zeigt. In einer grau und ziegelrot gestriemten und gesprenkelten Grundmasse sieht man

Splitterchen und Plättchen grünlichen und bläulichen Tonschiefers und Stückchen gelblichen Hornsteins und grauen Dolomites fest verknetet und zusammengepreßt. Höher oben, auf einem Vorsprunge unterhalb der Hänge des Kalbjoches sind kleine Klippen von weißem und von rötlich geflammtem Marmor, der 30° gegen SO einfällt, und

Fig. 4.

Profile durch den Nordabhang des Blaser.

A. Felsenge zwischen der Schlumesmulde und dem Langental.
1. Dolomit. — 2. Pyritreicher Plattenkalk. — 3. Marmor.

B. Nordostabfall des Kalbjochgrates.
1. Bändermarmor. — 2. Oberer Glimmerkalk. — 3. Mylonit. — 4. Aufgeschobener Dolomit.

C. Nordabfall der Blaserkuppe.
1. Geschichteter Dolomit. — 2. Kalkschiefer und Plattenkalk. — 3. Verquetschter aufgeschobener Dolomit.

viele Trümmer von splittrigem grauem Kalk und Platten von gelblichem Glimmerkalke zu sehen. Auf einer weiter taleinwärts vortretenden Anhöhe trifft man in kurzen Abständen einen Fels von Mylonit, einen Aufriß von Dolomitschutt und eine Bloßlegung von Glimmerkalk; dann folgt noch ein kleiner Hügel, der ganz aus dem vorhin beschriebenen Mylonit besteht. Er scheint jedweder Schichtung zu entbehren, nur an einer Stelle ist er gebankt und fällt da 30° steil gegen NNO ein.

Das Gelände unterhalb dieses Hügels bis zu den Aufschlüssen von Glimmerkalk am Rande der Schlumesmulde besteht zumeist aus Dolomit. Eine kleine Masse von diesem Gestein ist aber auch noch im Bereiche des Glimmerkalkes zu sehen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß man es bei den erwähnten Myloniten und den sie begleitenden, der oberen Glimmerkalk- und Marmorzone zugehörigen Gesteinsvorkommen mit in Fenstern bloßgelegten Bildungen zu tun hat. Die dolomitische Schubdecke ist wohl noch bis in die Mitte der Schlumesmulde durch Abtragung sehr verdünnt und es war zutreffend, wenn Frech das Erscheinen von Quellwasser in dieser Mulde auf Unterlagerung des Dolomites durch Schieferschichten bezog; nur handelt es sich hier nicht um einen Fall von Schichtquellenbildung im gewöhnlichen Sinne, sondern um einen solchen, der sich an das Auftreten einer Ueberschiebung von leichter auf schwerer durchlässige Gesteine knüpft.

Ein unterhalb der früher erwähnten Marmorwände, also schon im Wurzelgebiet des Langentales vorbrechender kalter Quell bringt tiefer eingedrungene Niederschläge an den Tag. Dafür, daß er schon an der Grenze gegen die unteren Glimmer- und Schieferkalke liegt, läßt sich allerdings kein Nachweis führen; die Felsstufen zu Füßen jener Wände gehören wohl noch den untersten Lagen der Marmorzone an. Es sind hellgraue, glimmerfreie Plattenkalke mit dünnen Schieferzwischenlagen. Die gleich südwärts von jenem Quell gelegenen Felspfeiler sind aber abgesunkene Schollen, was man aus dem Vorkommen von Myloniten und sie begleitenden Glimmerkalken auf diesen Pfeilern erkennen kann. Der Hauptmasse nach bestehen sie aus sanft gegen OSO verflächenden Marmorlagen (Fig. 4 *B*).

Es handelt sich da um das Ausklingen einer Störung, die dann auf der Südflanke des Grabens unterhalb der Schlumesmulde sehr auffällig in Erscheinung tritt. Gegenüber von dem vorgenannten Quell erhebt sich da auf einem niedrigen Unterbau von kristallinem, stark zerworfenem Kalk ein Bergvorsprung, der aus einem sanft gegen Ost geneigten grauen, ebenflächig spaltenden Plattenkalk besteht. Seine Ablösungsflächen, die — wie es scheint — infolge feinschuppiger Textur einen schwachen Seidenglanz aufweisen, sind mit vielen zueinander parallel gestellten länglichen Häufchen von Brauneisen besetzt. Man hat es hier mit durch einseitigen Gebirgsdruck völlig ausgewalzten Würfelchen von verwittertem Schwefelkies zu tun. Verstreut wurden solche in die Länge gestreckte kleine Kristallwürfel schon mehrorts im Bereich der stark gequälten Glimmerkalke des Blasers angetroffen. In so reichlicher Entwicklung wie hier wurden sie aber noch an keinem Orte gesehen. Man denkt beim Anblick dieses eigentümlichen Phänomens fast an das Bild, das zustande kommt, wenn man eine ruhende lichtempfindliche Platte dem nächtlichen Sternenhimmel aussetzt, indem da ja auch eine Umformung von über eine Fläche verstreuten Punkten in zueinander gleich gerichtete kurze Striche erfolgt. Ihrem Aussehen nach sind diese mit kleinen, zueinander parallelen Wülstchen besetzten Gesteinsplatten fast mit gewissen Erhaltungszuständen von Lepidodendronrinden vergleichbar.

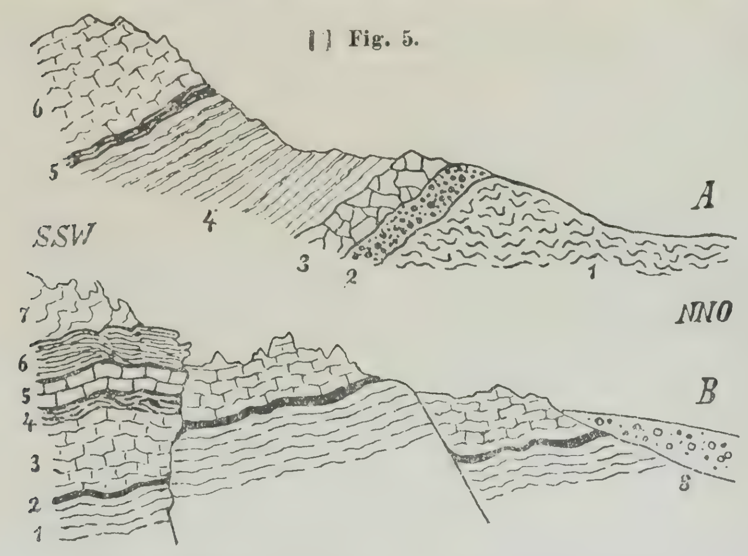
Dieser pyritreiche Plattenkalk sieht manchen Ausbildungen der unteren Glimmerkalke sehr ähnlich; man erkennt in ihm aber doch eine abweichende Entwicklungsart der oberen Glimmerkalke, wie eine solche auch am Rande der Schlumesmulde östlich von den früher erwähnten Mylonitvorkommen auftritt. Wie dort, liegt der graue Kalk auch hier auf Marmorschichten und wird von Dolomiten überdacht. Diese sind mit einem Dolomitschrofen in Verbindung, der die Felsenge unter Schlumes rechts begrenzt und so den jene Enge links begleitenden Glimmerkalken gegenüber zu liegen kommt. Talabwärts von dem Bergvorsprunge aus pyritführendem Plattenkalk erhebt sich — durch eine breite Schuttrinne getrennt — auch wieder ein Felspfeiler von Dolomit, der schon dem Liegenden der Rhätgesteine angehört (Fig. 4 *A*).

Von den Marmorwänden auf der Nordflanke des Grabens unter Schlumes ist so auf dessen Südseite keine Fortsetzung zu sehen. Sie sind hier in die Tiefe gesunken, nur der zerrüttete Sockel der besagten Pyritkalke stellt einen Rest von ihnen dar. Am westlichen Rande der Schuttrinne neben dem grauen Kalk, der die gestreckten Pyritwürfelchen enthält, ist dann wieder ein Aufschluß desselben Kalkes zu sehen. Das Schichtfallen ist dort ein gegen NNW gerichtetes, wogegen im Hauptaufschlusse südsüdöstliches Verflächen herrscht. Dann sieht man einen schmalen Zug von stark verdrücktem grauem Plattenkalk und lichterem Glimmerkalk schief über die Felsrippe hinwegziehen, die talwärts von der besagten Schuttrinne liegt. Das Liegende und Hangende der Quetschzone ist hier Dolomit. Hierauf ziehen sich die verdrückten Kalke noch auf der Ostseite jener Rippe ein Stück bergan. Das Vorkommen von Kalkschieferplatten im obersten Teil der ostwärts folgenden Rinne deutet an, daß die Quetschzone noch weiterstreicht; auf dem jenseits jener zweiten Rinne vom Blasergipfel absteigenden Grate sind aber keine Schieferkalke zu sehen. Es stoßen hier gleichwie auf der Ostseite jenes Gipfels die Liegenddolomite der Rhätschichten unmittelbar an die aufgeschobenen Dolomite an.

Am Nordabfall des Blaser läßt sich eine Ueberschiebungszone wieder gut feststellen. Zwischen dem vorgenannten, gegen NW abgehenden Grate und dem Gratrücken, der sich zu einem nördlichen Vorbau der Blaserkuppe absenkt, springen mehrere Pfeiler vor, auf denen über mäßig gegen SSO geneigtem Dolomit steiler nach derselben Richtung fallender, rötlich, grau und weiß gebänderter Marmor ruht. In Verbindung mit ihm tritt feinschuppiger blaulichgrauer Schiefer und auch brauner Kalkschiefer auf. Ueber ihm folgt grauer Plattenkalk und dann wieder Dolomit. Die ganze Zwischenschaltung ist nur von geringer Mächtigkeit und weist Zeichen starker Pressung auf. Der Liegenddolomit ist gut gebankt, der hangende dagegen völlig ungeschichtet, stark zertrümmert und zermalmt und von Harnischen durchsetzt. Erst nahe der Gipfelfläche stellt sich in ihm wieder eine Schichtung ein (Fig. 4 *C*).

Der in der nördlichen Fortsetzung des Kalbjochgrates streichende Rücken zwischen dem Waldrastergraben und dem Langental bietet wenige Aufschlüsse dar. In seinem von dunklem Zunderndickicht

überwucherten Wurzelstücke ragen einige Dolomitschrofen auf, dann folgt eine größere Felsmasse aus kristallinem dolomitischem Kalk. Unter ihr zeigt sich in einem wilden Tobel auf der Westseite des Rückens eine mächtige Zone von Carditaschichten entblößt, die sich aus Ocherkrusten, dünnen Lagen von schwarzem mulmigem Schiefer, dünnspaltigem Pyritschiefer und rostigem Schieferkalk aufbaut. In ihrem Liegenden folgt im unteren Teile des Tobels ein stark zerworfener, großenteils ungeschichteter Marmor, der sehr zur Zer-



Oben: Längsprofil durch den Nordgrat der Weißwand.

1. Glimmerschiefer. — 2. Sandsteinschiefer (Verrucano). — 3. Grauer Netzkalk. — 4. Weißer Marmor. — 5. Schwarzer Glanzschiefer (Carditaschichten). — 6. Weißer Dolomit.

Unten: Längsprofil durch den Rücken zwischen dem Waldrastergraben und dem Langental.

1. Wettersteindolomit. — 2. Carditaschichten. — 3. Tribulaundolomit. — 4. Unterer Glimmerkalk. — 5. Marmor. — 6. Oberer Glimmerkalk. — 7. Aufgeschobener Dolomit. — 8. Moränen.

bröckelung neigt und mächtige Schutthalden liefert. Wo sein Verflächen erkennbar, ist es 20° SSW. Die schwarzen Glanzschiefer zeigen sich dann noch unweit der Gratlinie an einer Stelle entblößt, auf der Ostflanke des Rückens treten sie aber nicht hervor.

Der mittlere Teil des Rückens ist großenteils mit glazialem Schutt bedeckt. Nach nichterratischen Lesesteinen zu schließen herrscht hier weißer kristallinischer Kalk vor. Unterhalb eines weiter nordwärts vortretenden Spornes tritt ein in sehr scharfkantige rhomboedrische Spaltstücke zerfallender klüftiger Dolomit auf, der im Bruche weiß

und zuckerkörnig ist und dem gleich zu erwähnenden Dolomit der Weißwand gleicht. Er fällt 20° gegen SSW. Das Endstück des in Rede stehenden Rückens taucht unter die Moränen unter, die den Talkessel unterhalb der Waldrast in großer Ausdehnung erfüllen.

Der von der Blaserkuppe gegen N abfallende Grat setzt sich in einem Rücken fort, der parallel zum vorigen gegen NNO verläuft und das Lange Tal von dem in das Silltal mündenden Brandachgraben trennt. Dieser dem vorgenannten an Breite sehr überlegene Rücken weist eine tiefe Scharte auf, die seinen nördlichen Teil zu einem selbständigen Vorberge des Blasers macht. Der sich zu dieser Scharte senkende Anfangsteil des Rückens baut sich aus gut geschichtetem, sanft gegen WSW und SW geneigtem grauem Dolomite auf. Die jenseits der Einschartung sich erhebende Weiße Wand besteht aus einem sehr engklüftigen, zuckerkörnigen weißen Dolomit. Er bildet auf der Ostseite eine Kette kleiner Schrofen, an denen ein sehr flaches Einfallen gegen WNW erkennbar ist. An dem sich von der Weißen Wand gegen N vorschiebenden schmalen Grate steht gleichfalls ein feinkörniger weißer Dolomit an, der an einer Stelle sanftes WSW-Fallen zeigt. Da, wo dieser Grat sich abzusenken beginnt, stößt man auf einen kleinen Aufschluß von dünnplattigem Carditaschiefer, der 20° gegen SSW verflächt. Im Liegenden desselben zeigt sich weißer Marmor, der im Gegensatz zu dem rhomboedrische Zerspaltung zeigenden Dolomit sehr ungleichmäßig zerklüftet ist (Fig. 5 oben).

Er geht nach unten zu in einen grauen, weißgeäderten Kalk über und dieser bezeichnet hier die tiefste Stufe der Kalkformation. Er ruht einer etwa 2 *m* mächtigen Schicht von Sandsteinschiefer auf, wie er im Stubaitale mehrorts an der Triasbasis erscheint. Dieses quarzreiche Gestein ist oberflächlich ganz in Bröckeln zerfallen. Es handelt sich hier um die einzige, von mir jüngst aufgefundene Stelle, wo im Bereiche der Blasermasse der Stubaier Verrucano erscheint. Seine Unterlage wird durch grauen Glimmerschiefer gebildet, welcher 40—45° steil gegen SO bis SSO verflächt. Man hat hier sonach ein vollständiges Profil durch die den Blaser aufbauenden Schichten; es ist das einzige, das sich dem Anblicke darbietet und verdankt seine Sichtbarkeit der Lage auf einem Grate, wo eine Schuttverhüllung fehlt. Der archaische Sockel zeigt sich in vielen Felsstufen entblößt, der Aufschluß des Verrucano ist dagegen auf die Gratlinie beschränkt. Die Carditaschiefer lassen sich dagegen in verstreuten Stückchen auf der Westseite der Weißen Wand bis zu einem Vorsprunge unterhalb der früher erwähnten Scharte hin nachweisen und auf der östlichen Gratseite in Anhäufungen von Platten eine Strecke weit verfolgen.

Auch von ihrem kristallinen Liegendkalke sind hier Aufschlüsse in Form kleiner Wandstufen vorhanden. Dieser Kalk hat auf dem Grate der Weißwand nur eine geringe Mächtigkeit. Demgegenüber muß es auffallen, daß auf dem westlich benachbarten Rücken noch weit unterhalb des großen Aufschlusses der Glanzschiefer ein Dolomit von derselben Art wie jener auf der Weißwand ansteht. Man wird dies durch Absenkungen erklären können und dann auch den Umstand, daß jener Schieferaufschluß nur um weniges tiefer liegt als der obere Glimmerkalk an der Wurzel jenes Rückens, auf eine Ver-

werfung zurückführen. Das felsige Kammstück mit dem Aufschlusse von Carditaschiefer würde dann gegenüber seinen Nachbarstücken die Rolle eines relativen Horstes spielen (Fig. 5 unten).

In der südlichen Fortsetzung des Ostabfalles der Weißwand befinden sich die Abstürze des Blaser gegen den Brandachgraben. Sie bauen sich aus einer mächtigen Folge von sehr sanft gegen W geneigten Bänken eines meist lichtgrauen, seltener weißen oder dunkelgrauen, sehr engklüftigen kristallinen Dolomites auf. In den höheren Teilen des Felshanges dreht sich das Verflächen nach SW. Streckenweise tritt mehr kalkige Gesteinsentwicklung auf. Von Carditaschichten ließ sich hier trotz vielen Suchens nichts wahrnehmen. Sie müssen unterhalb der Höhenlinie, bis zu welcher das Gebirgsgerüst aus seinem Schuttmantel hervorragt, durchziehen. An den Ostabsturz des Blasers schließt sich der sehr felsige Nordabfall des Hablerberges an, der gleichfalls aus kristallinem Dolomit besteht, dem die schon früher beschriebenen Marmore und Glimmerkalke aufruhen. Auch an dem der Silltalfurche zugekehrten östlichen Frontabfall des Hablerberges tritt Dolomit an vielen Stellen hervor. Hier gelang es wieder, unweit der schon dem archaischen Gebirgssockel zugehörigen Terasse von Salfaun Carditaschiefer — wenn auch nicht anstehend, so doch unter Umständen, die auf nahes Durchstreichen dieser Schiefer schließen lassen, aufzufinden. Die tieferen Osthänge der Weißwand, des Blasers und des Hablerberges sind in mit erratischen Glimmerschiefern und Phylliten reich vermischten Dolomitschutt eingehüllt. Erst tief unten tritt mehrorts das kristalline Grundgebirge an den Tag.

Der Gebirgskamm zwischen Hutzl und Serlos.

In eine Beschreibung der tektonischen Verhältnisse des Blasers und Kalbjoches ist das westlich von diesem letzteren Berge sich erhebende Teilstück des Hauptkammes zwischen Gschnitz und Stubai einzubeziehen, da sich die Ueberschiebung in dieses Gebiet fortsetzt. Es kommt da das zwischen Hutzl und Serlos stehende Kammstück in Betracht. In diesem ragen drei Gipfel auf, von denen die zwei seitlichen kurze Nebengrate entsenden, wogegen der mittlere sich über das zwischen diese Grate eingesenkte schutterfüllte Kar erhebt. Der südliche, vom Kamplspitz ausgehende Grat fällt zum Valschwernjöchl ab und bildet die nordseitige Begrenzung des von schönen Daunmoränen abgeschlossenen Kares, das gegen West und Süd durch die Kugelwände seinen Abschluß findet. Der nördliche, sich aus dem Lämpermahdspitz vorschiebende Grat endet über einem mehrteiligen Gebirgsvorbau, der gegenüber den Nordwänden des Kalbjoches zum obersten Waldraster Graben abfällt. Gegen Nord stürzt dieser zweite Nebengrat zur großen Karmulde unterhalb des Serlosjöchls ab, deren rechtsseitige Begrenzung die Südhänge der Serlos sind.

Am Fuße des vom Valschwernjöchl gegen W ansteigenden Grates trifft man nicht weit nordwärts von dieser Einsattlung am Beginne des zum Serlosjöchl hinziehenden Steiges eine kleine Felsmasse von gequältem oberem Glimmerkalk und gleich über ihr zerklüftete

Brocken jenes durch Graphit geschwärzten quarzigen Quetschgesteines, das sich am Osthange des Valschwern bei gleicher Lagebeziehung zeigt. Beim Anstieg auf den Grat gewahrt man bröckligen brecciösen Dolomit mit rauhen staubigen Verwitterungsflächen. Die unterste Felsklippe fällt 50° gegen ONO, dann folgt eine Gratstrecke mit seiger stehenden, von WNW nach OSO streichenden Bänken. An einem weiter oben aufragenden Schrofen ist 60° steiles ostsüdöstliches Verflächen zu erkennen; dann kommt man an steil gegen NO einfallenden und fast wieder aufrecht stehenden Dolomitbänken vorbei zu einer großen Kluft mit brecciösen, von vielen Harnischen durchschnittenen rötlichen Seitenwänden. Jenseits derselben steht ein in scharfkantige Stücke splitternder grauer Kalk an, der bis in die Gipfelregion des Kamplspitz anhält. Die glatten Rutschflächen an der Westseite der Kluft fallen gegen NNO, die Felsen östlich von ihr gegen O (Fig. 2, unteres Profil).

Auf der Südseite des Grates treten aus dem Schutt unterhalb der Dolomitfelsmassen kleine gegen O geneigte Wandstufen von oberem Glimmerkalk hervor. In höherer Lage trifft man solche Stufen weiter taleinwärts an der Südflanke des Hauptkammes westwärts von der vorgenannten Spitze. Die Schichten des Glimmerkalkes sind hier sehr zerbrochen und verdrückt, im ganzen aber flach liegend. Den rötlichen, grünschuppigen Kalkbänken schalten sich Lagen von blaßgrünlichem Quarzschiefer ein. Auch nach oben zu schließt der Glimmerkalkzug mit einer Quarzitlage ab, über welcher dann auch hier das schwarze melaphyrähnliche Zermalmungsgestein folgt. Im Hangenden desselben zeigt sich eine von vielen Harnischen durchsetzte Reibungsbreccie, die aus grauen, rötlichen und gelblichen Bruchstücken zusammengeknetet ist und von stärkst gequetschten, völlig schichtungslosen Kalkmassen überdacht wird. Gleich weiter westwärts stellt sich aber wieder Schichtung ein. Man sieht hier am Ostende des über die Kugelwände aufragenden Vorbaues des Hutzl steil gegen O abfallende Felsflächen. Weiter oben legen sich die Schichten flach oder fallen sanft in östlicher und südlicher Richtung ein.

Am Nordabfalle des westlich vom Kamplspitz abbrechenden Kammstückes zeigt sich das Felsband des grünschuppigen Glimmerkalkes auch gut aufgeschlossen. Seine Schichten sind hier durch hochgradigen Gebirgsdruck sehr gequält und über ihnen ist der „Pseudomelaphyr“, das schwarze Quetschgestein in vielen Felsen bloßgelegt. Hier reichen demnach die untrüglichen Zeichen einer großen Ueberschiebung auf die Stubaier Seite des Gebirgskammes hinüber. Inmitten des lichtgrauen Dolomit- und Kalkgebirges bieten diese schwarzen Felsen einen fremdartigen Anblick dar.

Ueber ihnen folgt zunächst noch eine schmale Zone von Dolomit und dann der in scharfkantige Trümmer splitternde graue Kalk, aus welchem der Gipfel des Kamplspitz besteht. Zwischen die Kalkbänke des Gipfels und jene über dem schwarzen Mylonit schaltet sich auf der Nordseite des Bergkammes eine Kalkzone ein, welche lagenweise reich an Petrefakten der Kössenerschichten ist. Manche Steinplatten sind da mit Auswitterungen von Gervillien, Aviculiden und Pectiniden ganz bedeckt. Das fossilführende Gestein ist teils

dem grauen splittrigen Kalk ähnlich, teils ein unvollkommen plattiger, bräunlich anwitternder Kalk. In Verbindung mit diesem tritt ein grünlicher, dünnblättriger Schieferton und ein zu schuppigem Mulm zerfallender schwarzer Glanzschiefer auf (Fig. 6 *A*).

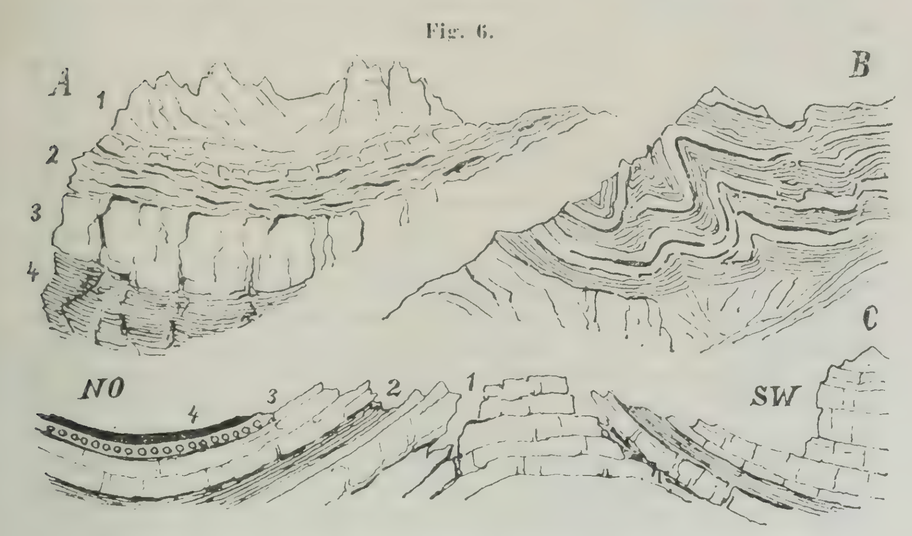
Die fossilführende Zone streicht gleich westlich von der Gipfelkuppe des Kamplspitz am Kamme aus. Auf die südliche Bergseite greift sie nicht hinüber. Dem grauen Kalk im Hangenden dieser Zone schalten sich Bänke eines gelblichgrauen, gelb anwitternden Knollenkalkes ein sowie auch dünne Lager einer rot und gelb und grau gefleckten Breccie. Diese Schichten bilden auf der Nordseite des Kamplspitz gleich unterhalb des höchsten Gipfels 50° steil gegen O bis OSO verflächend, eine zackige Klippe. Auf diesem Gipfel selbst ist mittelsteiles O- bis ONO-Fallen zu erkennen. Wie aus dem vorigen erhellt, hat die dem Glimmerkalk aufgeschobene Dolomitmasse am Südhange des Kamplspitz ihr Stirnende. Weiter nordwärts ist schon das normale Hangende des Glimmerkalkes auf diesen vorgeschoben. Das schmale Dolomitband über dem schwarzen Quetschgestein auf der nördlichen Kammseite stellt einen abgerissenen Fetzen dar.

Die Scharte auf der Ostseite des Kamplspitz greift in sehr stark zerworfene Felsmassen ein. Dieselben türmen sich zu ihren beiden Seiten zu wild zerborstenen Klippen auf. Die Ueberschiebung macht sich hier noch in sehr auffälligen Störungen der Schichtlagen geltend. Am Südwestfuße des weiter ostwärts aufragenden Beilspitz scheint steiles Einfallen gegen WSW zu herrschen, was dort als Ueberkippung stark emporgepreßter und zusammengeschobener Gesteinsbänke zu deuten ist. An zweien Schrofen unterhalb der Scharte fallen die Schichten 60—70° steil gegen OSO ein. Das herrschende Gestein ist hier ein regellos zerklüftender, in scharfkantige Spaltstücke zerfallender tiefgrauer Kalk. Im Schutt unterhalb des Beilspitz zeigt sich auch gelbgrauer Schieferkalk und ein sehr dunkler, von weißen Spatadern durchzogener Kalk.

Der Beilspitz stellt einen kühn aufstrebenden Felsturm mit allseits fast senkrechten Seitenwänden dar. Er besteht aus ziemlich flach gelagerten Schichten. An seiner SO-Seite ist 30 — 40° steiles WSW-Fallen zu erkennen. Unterhalb seiner Südwände senkt sich eine riesige Schutthalde zu Tal. An seinem Nordabsturze trifft man mehrorts blättrigen weinroten Schieferton als dünne Einlagerung im grauen Kalke. Ostwärts vom Beilspitz fallen die Schichten zunächst sanft und dann ein wenig steiler gegen SW ein, dann folgt, beiderseits durch Brüche abgegrenzt, ein Kammstück mit fast söhlig liegenden Schichten, an das sich ein aus sanft gegen O verflächenden Kalkbänken aufgebautes reiht. Diese Bänke, denen sich eine Lage von gelblichem Schieferkalk einschaltet, biegen sich dann wieder auf, so daß eine mit ihrer Achse quer zum Kamme gestellte Synklinale entsteht. Als Ausfüllung derselben erscheint ein sehr versteinerungsreicher Kalk, über den sich schwarzer Glanzschiefer lagert. Das Schichtfallen ist hier im Muldenkerne, der ungefähr mit der Einsattlung zwischen dem Beil- und Lämpermahdspitz zusammenfällt, 25° ONO und 25° S (Fig. 6 *C*).

Der durch Schuttstreifen gegliederte Gebirgsvorbau, über den sich das diese letztere Spitze tragende kluftreiche Felsgerüst erhebt, besteht in seinen tieferen Teilen ganz aus Marmor, in seinen höheren aus Glimmerkalk. Der letztere zeigt hier mehrere verschiedene Ausbildungen. Auf den gegenüber vom Kalbjoche vortretenden Schrofen trifft man vorzugsweise einen grauen, glimmerarmen, plattigen Kalk und ein Gestein, das aus Knauern von Quarzit, eisenschüssigem Kalzit und großen bläulichgrauen Glimmerhäuten besteht, ferner einen an

Fig. 6.



Profile durch den Gebirgskamm zwischen Hutzl und Serlos.

A. Nordabfall des Gipfels des Kamplspitz.

1. Grauer splittriger Kalk. — 2. Kössener Schichten. — 3. Bänderkalk und Marmor. — 4. Oberer Glimmerkalk.

B. Knickfalten der Kössener Schichten am Gipfel des Lämpermahdspitz.

C. Längsprofil durch den Grat zwischen Beilspitz und Lämpermahdspitz.

1. Grauer Rhätkalk. — 2. Gelblicher Schieferkalk. — 3. Bivalvenreiche Kössener Schichten. — 4. Schwarzer Glanzschiefer.

Rostflecken reichen Schieferkalk, einen lichtgelblichen Kalk mit glänzenden Glimmerschüppchen und auch ein dem blaßrötlichen grünschuppigen Glimmermarmor ähnliches Gestein. Auf dem zwischen der Karmulde unterhalb der Serlos und dem Waldrastergraben vorspringenden Sporne findet sich lichtbräunlicher Kalk mit großen bläulichgrauen Glimmerschuppen und ein aus weißem und gelbem Kalkspat und großen Flasern von grauem Glimmer bestehendes Gestein. Den tieferen Lagen der glimmerführenden Kalkzone schalten sich schon Bänke von grauem Marmor ein, der weiter unten dann zu größerer Mächtigkeit gelangt.

Die Schichten sind mehrfach zerstückt, im ganzen flach gelagert, stellenweise fallen sie sanft talwärts, gegen O bis ONO ein. Ueber dem Glimmerkalke lagert Dolomit von gleichem Aussehen wie jener, welcher am Westgrate des Kamplspitz erscheint. Er bildet, deutliche Zeichen starker Stauchung zeigend, am Südhange des Lämpermahdspitz zahlreiche, seltsam geformte, knorrige Türmchen und Klippen. Höher oben folgt dunkelgrauer feinkörniger Kalk, der zum Unterschiede vom Dolomit mehr massige und eckige Türme formt (Fig. 2, oberes Profil).

Betrachtet man den östlichen Gratabfall des Lämpermahdspitz vom Valschwernjöchl aus, so zeigt sich ein in bezug auf Farbe und Relief auffälliger Gegensatz zwischen dem Unterbau und Aufbau dieses Grates. Der letztere hebt sich durch dunkle Farbe und gute Schichtung scharf vom ersteren ab. Es hat den Anschein, daß da eine Masse hellgrauen Dolomites an ein aus flach gelagertem tiefgrauem Kalk bestehendes Gebirgsgerüst angepreßt wurde. Steigt man an jenem Gratabfalle zum anscheinenden Gesteinskontakt auf, so ist man überrascht, ihn nicht in der erwarteten Weise vorzufinden. Man gewinnt nun den Eindruck, daß jene Verschiedenheit des Bildes daher komme, daß ein Teil der sanft nach SO fallenden Schichtmasse seitlich abgesunken sei, derart, daß am Fußteil des Grates Schicht- und Rutschflächen nach SSW, steil gegen den Beschauer zu abdachen, weiter oben dagegen für ihn Schichtköpfe zu sehen sind. Der Anblick der Rutschflächen aus der Ferne kann da Mangel an Schichtung vortäuschen, während jener der Schichtköpfe das Bild einer Bänderung gibt.

Gleichwohl kann es keinem Zweifel unterliegen, daß am Ostgrate des Lämpermahdspitz in der Tat eine Anpressung von Hauptdolomit an Kössener Kalk stattfindet. Ist die Grenze auch verschwommen, so besteht doch ein deutlicher petrographischer Unterschied und ein merkbarer Reliefunterschied zwischen den basalen und hangenden Felsmassen und es ist ja leicht begreiflich, daß bei der Zusammenpressung zweier Karbonatgesteine diese miteinander so verknetet wurden, daß jede Grenze zwischen ihnen verwischt ist. In der Gipfelregion des Lämpermahdspitz trifft man dann wieder die bivalvenreichen Kössener Schichten in Verbindung mit schwarzem Schiefermulm. Am Nordhang der Kuppe, östlich von dem höchsten Gipfelpunkte, sieht man ein schmales Band von dunklem feinschuppigem Schiefer dem Kalk eingeschaltet. Auf jenem höchsten Punkte steht ein in scharfkantige große Bruchstücke zerfallender fossilleerer Kalk an.

Die Lagerungsverhältnisse sind auf der Ostseite der vorgenannten Spitze wechselnd. Man trifft da sanft nach NO und verschieden steil nach WSW bis SSW einfallende Schichten an. Die bivalvenreichen Bänke in der Gipfelregion des Lämpermahdspitz zeigen sich in kleine, zum Teil zerbrochene Knickfalten zusammengelegt (Fig. 6 *B*). Die Erhebung östlich von der Spitze entspricht dem Kern einer steilen Synklinale mit gegen OSO und WNW geneigtem Flügel. Die Zone des Glimmerkalkes unterhalb der Kössener Schichten streicht am Westabfall des Lämpermahdspitz in viel größerer Höhe durch als auf seiner Ostflanke. Ihre Höhenlage auf der Stubaier Kammseite

entspricht ungefähr derjenigen, die den Glimmerkalken auf der West- und Ostseite des Hutzl zukommt. Die obere Grenzfläche dieser Kalke biegt sich so im Innern des Gebirgskammes zwischen Hutzl und Serlos gegen O hinab. Obertags wird diese Absenkung durch die erwähnte Schiefstellung der Wandstufe von Glimmerkalk am Südhange des Kamplspitz erkennbar. Sie gibt aber nicht genügend Aufschluß darüber, ob es sich um eine Verwerfung mit geschleppten Flügeln oder um eine Flexur handelt. Auf das Vordrängen des Dolomites über den Glimmerkalk hätte eine bloße Aufbiegung der Schubfläche weniger hemmend gewirkt als eine Kontinuitätstrennung derselben.

Tektonische Uebersicht.

Aus der vorstehenden geologischen Gebietsbeschreibung ergibt sich, daß die Bergmasse des Kalbjoches und des Blaser von einer Schubfläche durchschnitten ist, die sich noch durch das westwärts von dieser Masse stehende Stück des Hauptkammes zwischen Gschnitz und Stubai fortsetzt. Diese Schubfläche fällt mit der oberen Grenzfläche der aus Kalkschiefer, Bändermarmor und kristallinem Glimmerkalk aufgebauten Schichtfolge zusammen, welche sich westwärts vom Brenner zwischen den Hauptdolomit und die Kössener Schichten einschiebt. Die Ausstriche dieser Grenzfläche lassen sich um das ganze Bergmassiv herum verfolgen, wobei zu erkennen ist, daß diese Fläche gegen NW hin ansteigt. Ober Trins in mäßiger Höhe über dem Talgrunde des äußeren Gschnitztales verlaufend, zieht sie sich auf der Ostseite des Valschwern hoch empor, um nach Erreichung des dieses Hochtal von der Waldraster Grube trennenden Sattels über die Nordabhänge des Kalbjoches und des Blasers auf dieses letzteren Berges östlichen Vorbau, den Hablerberg zu gelangen und über dessen Ostseite wieder auf die Hänge oberhalb Trins zurückzukehren. Der auf dem kristallinen Glimmerkalke ruhende Gebirgsaufsatz besteht aus Dolomit, der jenem des Gebirgssockels unterhalb der pyritführenden Kalkschiefer gleicht, wogegen auf dem westlich benachbarten Hutzl über dem Glimmerkalk ein Kalk liegt, der in seinen höheren Lagen Bivalven der Kössener Schichten führt. Die untrüglichen Zeichen, daß es sich bei jenem Dolomit im Hangenden des oberen Glimmerkalkes um eine aufgeschobene Masse handelt, sind das Mitvorkommen von karbonischem Quarzkonglomerat und Anthrazitschiefer auf der oberen Grenzfläche jenes Kalkes, das Erscheinen eines durch Graphit geschwärzten Quarzgesteines, welches sich als ein durch heftigsten Gebirgsdruck ganz zermalmtes Quarzkonglomerat erweist, das Auftreten einer aus fest miteinander verkneteten Splitterchen und Stückchen von Schieferkalk, Hornstein und Dolomit bestehenden Reibungsbreccie an anderen Stellen jener Fläche, die Quetschung und streckenweise Platz greifende völlige Verdrückung des oberen Glimmerkalkes, die Zerrüttung und Zerstückelung des Bändermarmors und die hochgradige Zerknitterung des pyritführenden Kalkschiefers.

Die Ursache der Ueberschiebung ist in dem Zusammentreffen eines gegen NW gerichteten Bewegungsstrebens mit einem gegen SO gekehrten Senkungsvorgange zu suchen. Dieser letztere konnte — sich bis zur heutigen Tallinie gegen S erstreckend — dazu führen, daß der rhätische Hangendkalk der Glimmerkalk- und Marmorzone in das Niveau des Liegenddolomites jener Zone in der ehedem in der Region des äußeren Gschnitztales vorhanden gewesenen triadischen Schichtmasse gelangte. Der Liegenddolomit der Glimmerkalk- und Marmorzone konnte dann, gegen N und W vordrängend, den Hangendkalk dieser Zone von seiner Unterlage ablösen, ihn vor sich herschieben und sich selbst an dessen Stelle setzen. Die Berührungsfläche des plattigen kristallinen Glimmerkalkes mit dem Kössener Kalke war wohl bei der Verschiedenheit des Starrheitsgrades dieser beiden Gesteine eine Fläche verminderter Festigkeit des Zusammenhanges und mußte so zur Abscherungsfläche werden.

Die Vorschiebung des Karbons fand nach jener des Dolomites statt. Das Quarzkonglomerat des Zwieselgrabens stellt eine in den überschobenen Dolomit hineingepreßte Masse dar. Das Nordwestwärtswandern des Karbons bezeichnet eine zweite Phase der tektonischen Erscheinungen. Sie ist als ein in der Breite sehr beschränkter, aber außerordentlich heftiger Bewegungsvorgang zu erkennen. Während man sonst ein Vordrängen von Massen in breiter Front wahrnimmt und diesem Sachverhalt entsprechend von Ueberschiebungsstirnen spricht, handelt es sich hier um einen wuchtigen keilförmigen Vorstoß tief in eine vorliegende Schichtmasse hinein. Die ungewöhnlich starke Stauchung des Dolomites am Westgrate des Kamplspitz bei ziemlich ungestörter Schichtenlage am westlich benachbarten Hutzl und verhältnismäßig wenig starken Lagestörungen am nahen Lämpermahdspitz sowie das Auftreten des zu einem feinen Mylonit zerriebenen Quarzkonglomerats in weit gegen Norden vorgeschobener hoher Lage am Nordhange der Gipfelkuppe des Kamplspitz, diese Befunde geben Zeugnis von der überwältigenden Stoßkraft des karbonischen Ueberschiebungskeiles.

Daß die Bewegungen aber auch im Osten heftige waren, wird durch die Reibungsbreccie am Blasergipfel und im Schlumesgraben und durch das auf der Nord- und Ostseite jenes Gipfels stattfindende Verschwinden der Glimmerkalke und Marmore bezeugt. Dieses Phänomen ist wohl nicht als vollständige Auswalzung, sondern als die Folge einer Zerreißung und Auseinanderdrängung durch den Zusammentritt der beiden Dolomitkörper zu deuten. Durch die Einpressung der gegen Süden und Westen abgedrängten Glimmerkalk- und Marmormassen in den Raum unter der dolomitischen Ueberschiebungsdecke wurde dieser Raum dermaßen vollgepfropft, daß es zur Sprengung seiner Decke kam und durch den entstandenen Riß ein Teil seines Inhaltes, und zwar ein Fetzen von Reibungsbreccie hervorquoll. Die Heftigkeit des Schubes in diesem östlichen Gebietsabschnitte spricht nach Analogie mit den Verhältnissen im Westen nun allerdings dafür, daß das erwähnte Vorkommen von sehr stark gefälteltem Phyllit an den Südosthängen des Blaser auch als ein in den anfänglich überschobenen Dolomit später noch hineingepreßter Keil von aus dem Süden stammenden paläozoischen Schichten sei.

Die Blaserüberschiebung stellt sich als Teilphänomen der großen gegen Nord und West gerichteten Gebirgsbewegung auf der Westseite des Brenner dar. Südostwärts vom Gschnitztale ist dieselbe — wie bekannt — durch das Aufruhen des Karbons und der altpaläozoischen Schichten des Nößlacher Kammes auf Rhät und Tribulaundolomit bezeugt. Auf den Bergen beiderseits des mittleren Gschnitztales kommt sie in der von mir ausführlich beschriebenen Einschiebung von Phyllitkeilen zwischen die Kalkschiefer und Marmore und zwischen letztere und die oberen Glimmerkalke zum Ausdruck.

Gegen West lassen sich diese interessanten Phänomene bis zum Grat östlich vom Sondestal und bis auf die Kirchdachspitze verfolgen. Sie stehen auch dort mit einer Absenkung der Schichten nach jener Richtung hin, aus welcher das Vordrängen der Gebirgsmassen erfolgte, in deutlicher Beziehung. Gegen Ost begrenzt sich der Schauplatz der Ueberschiebungsvorgänge durch die Brennerfurche. Die dem äußeren Gschnitztale folgende Verwerfung, welche in der oben aufgezeigten Weise den Anlaß zur Blaserüberschiebung bot, reicht ostwärts bis nahe an jene Furche. Die den Westhang des Silltales bei Steinach begleitende Terrasse von Salfaun, welche dem kristallinen Gebirgssockel entspricht, bricht unweit des Gehöftes Außer Birket gegen Westen ab. Dieser Abbruch zeigt eine zweite N—S streichende Verwerfung an, an welcher die erstere, die wohl die ursprüngliche Anlage des äußeren Gschnitztales geschaffen hat, ihr östliches Ende findet.

Inhaltsverzeichnis.

Zur Erinnerung an Albrecht Spitz.

Von **Otto Ampferer.**

Mit einem Bildnis (Tafel Nr. X).

In der Flut von Unglück, welche das Jahr 1918 über uns gestürzt hat, ist auch das junge Leben unseres Freundes Albrecht Spitz verloren gegangen.

Er unternahm als Kriegsgeologe am 4. September 1918 allein von der Troppauer Hütte aus eine geologische Tour in die Laaser Berge, von welcher er nicht mehr zurückgekehrt ist.

Mitte September erhielt ich von Herrn Oberleutnant Dr. R. v. Klebelsberg, seinem damaligen Vorgesetzten, folgenden ersten Bericht über dieses schreckliche Unglück.

„Dr. Spitz ist am 24. August abgegangen mit dem dienstlichen Auftrage, die kriegsgeologische Aufnahme an der Ortlerfront fortzusetzen. Dr. Spitz begab sich hierzu nach seinen eigenen Dispositionen in die Laaser Gruppe und bezog nach kurzen Revisionstouren im äußeren Martelltal und Vintschgau am 3. September die Troppauer Hütte als Standquartier für die nächsten Tage.

Mit ihm war eine Ordonnanz als Begleitmann.

Für den 5. September hatte sich Dr. Spitz telephonisch einen Bergführer zur Hütte bestellt, um auch einige schwierigere Begehungen zu unternehmen.

Am 4. September brach Dr. Spitz bei schönem Wetter um $^1/_2$9 Uhr vormittags von der Hütte auf — allein — und ging in der Richtung Zay-Joch.

Der Begleitmann blieb in der Hütte zurück und hatte — nach Spitz' Gepflogenheit — die Weisung, untertags für das Abendessen zu sorgen, zu dem Dr. Spitz zurück sein wollte.

Nachmittags erschien der bestellte Bergführer bei der Hütte, abends aber warteten die beiden vergebens auf Dr. Spitz; sie blieben bis 11 Uhr auf, zum Teil vor der Hütte, sahen und hörten jedoch nichts.

Als Dr. Spitz auch im Laufe des 5. September nicht zurückkam — das Wetter war schön geblieben —, ging der Bergführer am 6. September früh nach Laas — nunmehr fiel schlechtes Wetter ein — und erstattete telephonisch Meldung.

Daraufhin brachen am 7. September früh von der Zufall-Hütte, Sulden und Prad je eine Offiziersbergführerpatrouille auf.

Nach resultatloser Suche trafen sich die Patrouillen im Laufe des 7. September nachmittags auf der Troppauer Hütte und suchten

am 8. September, nachdem festgestellt worden war, daß Spitz in die Richtung Zay-Joch gegangen, nochmals das engere in Betracht kommende Gebiet ab. Ein Hirtenbube hat hier Dr. Spitz zum letztenmal gesehen, und zwar in der Nähe des Ofenwand-Ferners.

Die Suche blieb ohne Erfolg.

Es wurde am Ofenwand-Ferner ein frischer Gletscherbruch festgestellt, unter den Dr. Spitz möglicherweise gekommen ist. Bei der Genauigkeit, mit der er zu Werke ging, bestehen aber hundert andere Möglichkeiten, daß er irgendwo in den Felsen der Umgebung verunglückt ist.

Die Gegend Zay-Joch—Ofenwand war auch nach der telephonischen Besprechung mit Dr. Dyhrenfurth, bei dem Dr. Spitz den Führer bestellt hatte, sein beabsichtigtes Arbeitsgebiet und — nach Dyhrenfurth — der einzige noch weiße Fleck seiner Karte.

Mit Dyhrenfurth und Ihnen allen, die Sie Einblick in Dr. Spitz' Arbeiten und Tätigkeit gewonnen haben, teile ich mich in die Schwere der Erkenntnis, welchen unersetzlichen Verlust für die Alpengeologie dies Unglück bedeutet.

Die Tüchtigkeit wohl nur weniger ist so über alle Meinungsverschiedenheiten erhaben und wenn schon sein eigenes Schaffen so früh ein trauriges Ende fand — seine Rolle spielt weiter in der Alpengeologie!“

Einige Tage später traf der von Herrn Oberleutnant Kasseroler verfaßte genauere Bericht über die Bergungsversuche für den vermißten Landsturmfähnrich Dr. A. Spitz ein, welcher folgenden Wortlaut hat.

„Am 6. September 1918 wurde durch Bergführer Steiner des Instruktionszuges der Bergführerkompagnie I von Laas mittags telephonisch gemeldet, daß Fähnrich Dr. Spitz die Troppauer Hütte am 4. September verlassen habe und bis jetzt noch nicht zurückgekehrt sei. Es liege die Vermutung nahe, der Vermißte sei abgestürzt oder in eine Gletscherspalte gefallen.

Bergführer Steiner hatte ich auf Ansuchen von Dr. Spitz auf die Troppauer Hütte als Führer gesandt. Dr. Spitz hat jedoch nicht auf ihn gewartet.

Meine telephonischen Erhebungen in Sulden, Goldrain, Prad und in den Stellungen waren ergebnislos und so beschloß ich, den Abmarsch der Rettungspatrouillen infolge des starken Schneesturmes auf den 7. September morgens zu verschieben und noch allfällige Nachrichten abzuwarten.

Am 7. September, $^1/_2$7 Uhr morgens, verließ ich mit Kriegsfreiwilligem Oberjäger Meleki, Bergführer Greis Alois und Vallerz Gabriel die Zufall-Hütte, um durch das Pedertal über die äußere Pederspitze 3405 *m* auf den Laaser Ferner zu gelangen.

Nach 5stündigem Aufstieg, der sich durch den frisch gefallenen Schnee stark verzögert hatte, standen wir am Gipfel, durften jedoch den direkten Abstieg von der Pederspitze nach NW infolge der stark vereisten und verschneiten Felsen und Wächtengefahr nicht wagen und sahen uns gezwungen, zum Lyfijoch abzusteigen.

Ueber eine Wächte hinweg gelang uns am SW-Grat der Lyfispitze der Durchstieg und über zahlreiche verschneite Spalten drangen wir auf die Kote 3388 *m* im Laaser Ferner vor.

Der Weitermarsch ging nur langsam vor sich, weil jeden Augenblick einer von der Patrouille in eine verschneite Spalte stürzte. Wir wählten als Direktionspunkt die Kote 2991 *m* zwischen Laaser- und Angelus-Ferner und suchten, dort angekommen, die ganze Gegend des oberen Laaser- und Angelus Ferners ab. Ergebnislos.

Hierauf querten wir alles durchsuchend in östlicher Richtung gegen Kote 2883 *m* und stiegen um 6 Uhr zur Troppauer Hütte ab, die nach einem 13stündigen Tagesmarsch erreicht wurde.

Dort war bereits Leutnant Püringer mit 3 Mann und Bergführer Patrouilleführer Grüner mit 2 Mann aus Prad eingetroffen.

Am 8. September stieg Leutnant Püringer mit seiner Patrouille gegen die Wände von Hochofenwand und kl. Angelus an, ohne die geringste Spur von dem Vermißten zu entdecken.

Eine weitere Patrouille suchte die Gegend des Tschengelser Ferner und der Schafspitze 3141 *m* und 2884 *m* mit gleichem negativem Resultat ab.

Aus einem geologischen Plan, Dr. Spitz gehörig, den wir auf der Hütte vorgefunden hatten, ersahen wir, daß dem Vermißten die ganze Umgebung der Troppauer Hütte schon genau bekannt gewesen, nur das Felsgebiet zwischen Angelus- und Ofenwand-Ferner war auf dieser Karte nicht mit Farbstift eingetragen.

Aus diesem Anhaltspunkte schlossen wir, daß Dr. Spitz sich dort befinden könnte. Unser Suchen war auch da vergebens.

Ein großer Eisbruch, ca. 100 *m* breit, war gerade zu diesen Tagen, an denen Dr. Spitz ausgezogen war, niedergegangen und lag mehrere Meter tief über dem Gletscher.

Da unterhalb des Hängegletschers, von dem das Eis abgebrochen war, interessanter Fels zutage tritt, der auch auf der Karte von Dr. Spitz nicht verzeichnet war, glaube ich mit Berechtigung vermuten zu können, daß Dr. Spitz dort sein Ende gefunden hat.

Es ist dies jedoch nur eine Annahme, für die ich keine weitere Begründung habe.

Ein weiteres Suchen an dieser Stelle war mit den wenigen mir zur Verfügung stehenden Leuten und infolge der immer aufs neue herabstürzenden Eisbrüche unmöglich. Die Felswände zwischen Angelus- und Ofenwand-Ferner, auch die zwischen Angelus- und Laaser-Ferner wurden genauer abgesucht. Die Gegend der Schluder Scharte, des Schluder Horns, kurz östlich des Laaser Ferners wurde nicht untersucht, weil der Schafhirte bei der Troppauer Hütte Dr. Spitz auf dem Wege zum Zay-Joch hatte hingehen sehen.

Infolge Proviantmangels mußten wir am dritten Tage (9. September) von der Hütte abziehen und marschierten durch das Laaser Tal nach Laas.

Leutnant Püringer war schon am zweiten Tag wieder über das Zay-Joch zurückgekehrt.

Meiner Ansicht nach liegt Dr. Spitz in der Gegend des Ofenwand-Angelus-Ferners. Ein weiteres Suchen dürfte aber jetzt bei den

schlechten Witterungsverhältnissen, da alles überschneit ist, aussichtslos und infolge der großen Eisbrüche und Steinschläge, die in diesem Gebiete, wie wir beobachtet haben, sehr häufig sind, nicht ungefährlich sein."

Weitere Nachforschungen wurden dann von Dr. Dyhrenfurth veranlaßt, über deren Verlauf er am 19. September folgendes berichtete: „Ich war mit Oberleutnant Kasseroler, Oberjäger Meleki und 4 Bergführern ein paar Tage auf der Troppauer Hütte. Auch das weitere Suchen war ganz ergebnislos, keinerlei Spuren, gar nichts! Die Bergungsaktion ist jetzt eingestellt.

Vielleicht gelingt einem Zufall, was jetzt dem systematischen Suchen versagt blieb."

Im Oktober verbreitete sich eine Zeitungsnachricht, daß die Leiche von Dr. Spitz in einer Gletscherspalte gefunden worden sei.

Diese Nachricht erhielt indessen keine Bestätigung und war wohl nur durch das Streben nach jener Belohnung hervorgerufen, welche Herr Dr. Robert Großmann, der Jugendfreund des Vermißten, für genauere Angaben oder die Auffindung seiner Leiche zur Verfügung gestellt hatte.

Bald darauf erfolgte der Zusammenbruch unserer Front, die Besetzung Südtirols durch die Italiener und nun hält der Winter das Hochgebirge gefesselt.

Wir wissen nicht, ob sich jemals das Dunkel, welches sein letztes Schicksal verhüllt, vor unseren Blicken öffnen wird.

Albrecht Spitz wurde am 7. Juli 1883 als Sohn des Advokaten Dr. A. Spitz in Iglau in Mähren geboren.

In dieser Stadt besuchte er Volks- und Mittelschule und kam dann im Jahre 1902 an die Universität nach Wien, um sich hier mit historischen Studien zu beschäftigen, für die er aus dem Gymnasium eine besondere Vorliebe mitgebracht hatte. Die historischen Studien führten ihn zu den geographischen, wo er auf Anregung von Prof. Penck auch die geologischen Vorlesungen von Prof. Uhlig kennen lernte, die ihn bald in einer Weise anzogen, daß er beschloß, sich ganz der geologischen Forschung zu widmen.

Mitbestimmend für diese rasche Berufswahl ist sicherlich auch die schon damals erwachte Liebe zu den Alpen gewesen, welche ihm Sommerfrischen in Mürzzuschlag und Igls sowie eine Ferienreise in die Südtiroler Dolomiten nahegebracht hatten.

Er traf mit seinen geologischen Studien, die er mit einer seltenen Ausdauer und Gründlichkeit betrieb, gerade in eine Zeit von revolutionärer Umstürzung der alten Ansichten über den Bau der Gebirge.

Der internationale Geologenkongreß, welcher 1903 in Wien stattfand, hatte die Ueberfaltungslehre aus den Westalpen auf die Ostalpen und die Karpathen übertragen.

Uhlig, der sich anfangs noch ablehnend verhielt, wurde in der Folge rasch ein begeisterter Anhänger dieser neuen Hypothese, welcher er mit seinem ganzen Wissen und seiner ganzen Energie zum Siege verhelfen wollte.

Es ist bezeichnend für das schöne geistige Gleichgewicht und die klare, unablässig kritische Betrachtungsweise unseres Freundes, daß er bei aller Verehrung für seinen Lehrer niemals für die besonders anfangs oft maßlosen Uebertreibungen des Nappismus zu haben war.

Ein hoher Unabhängigkeitssinn und unantastbare Ehrlichkeit waren seine Führer nicht nur im Leben, sondern auch in der Wissenschaft und haben ihm hier gar manchen unfruchtbaren Umweg erspart.

So war es ihm vergönnt, die Vorzüge der neuen Lehre, ihre wunderbar gesteigerte tektonische Kombinationsfähigkeit mit dem Erbe der alten Schule, der Lust zu geduldiger gründlicher Detailarbeit glücklich zu vereinigen.

Im Sommer 1903 begleitete er die Exkursion von Prof. Uhlig in die karnischen Alpen. Hier gefiel ihm vor allem die Umgebung des Wolayer Sees mit ihren paläozoischen Fossilschätzen und einer interessanten Tektonik. Er faßte gleich den Entschluß, dieses Gebiet i. M. 1 : 25.000 möglichst genau zu kartieren und die Gastropoden des Unterdevons einer Bearbeitung zu unterziehen. Diese Arbeiten brachte er in den nächsten Jahren zur Ausführung.

Reiche Anregungen verschaffte ihm dann im folgenden Jahre die große, von Uhlig in die Karpathen geführte Exkursion.

Im Jahre 1905 unternahm er eine Reise nach Schweden und blieb dabei längere Zeit auf Gothland, um dieses klassische Paläozoikum zu studieren und mit jenem der karnischen Alpen zu vergleichen.

Inzwischen hatte Spitz mit rastlosem Fleiß seine geologischen und paläontologischen Studien soweit gefördert, daß er im Juni 1910 mit seiner Arbeit über die karnischen Alpen das Doktorat erwerben konnte.

Im Sommer dieses Jahres führte Uhlig seine Freunde und Schüler in die Schweizer Alpen.

Hier betrat Spitz zum erstenmal das Engadin, dessen geologische Erforschung bald eine seiner Lebensaufgaben werden sollte.

Auf Anregung von Prof. Uhlig und Prof. Frech verband sich Spitz mit seinem Freunde G. Dyhrenfurth zu der gemeinsamen Neuaufnahme der Engadiner Dolomiten.

Es war dies damals ein Stück der Alpen, dessen geologische Kenntnis noch außerordentlich lückenhaft war und zudem gerade eine geistige Verbindung zwischen den besser bekannten Nachbargebieten der Ost- und Westalpen empfindlich störte.

Dieses Gebirge stellte aber auch durch seine spärliche Besiedelung, seltene Unwegsamkeit und schroffe, vielfach nur schwierig zu ersteigende Felsgipfel sehr hohe Anforderungen an die alpine Leistungsfähigkeit seiner Aufnahmsgeologen.

Unter der Leitung des ausgezeichneten Hochtouristen G. Dyhrenfurth erreichte aber Spitz bald einen Grad von bergsteigerischer Tüchtigkeit, den man seiner eher schwächlichen Gestalt und nicht besonders festen Gesundheit gewiß nicht zugetraut hätte.

Diese Aufnahmen, welche bei der hier angestrebten Genauigkeit nur durch ausgedehnten Gebrauch von hochgelegenen Zeltlagern

möglich waren, erfüllten einen großen Teil der nächsten Jahre und brachten nach kleinen Vorberichten als erste Frucht die prachtvolle Monographie der Engadiner Dolomiten, welche im Jahre 1915 zur Veröffentlichung gelangte.

Die Wirkung dieser im besten Sinne modernen geologischen Gebirgsdarstellung mit ihrer Fülle wertvoller Angaben und neuer Einsichten ist durch den Krieg verzögert worden und wird erst im Frieden zur gerechten Würdigung gelangen können.

In der Zeitschrift des Alpenvereines vom Jahre 1910 und 1912 hat Dr. Günter Dyhrenfurth ein anschauliches Bild ihres touristischen Lebens und ihrer Hochtouren in den Engadiner Dolomiten entworfen. Für diese Arbeiten im eigentlichen Hochgebirge waren natürlich nur die besten Teile des Jahres zu gebrauchen. Damit war jedoch der unstillbare Aufnahmsdrang unseres Freundes noch lange nicht befriedigt.

Daher sehen wir ihn seit dem Jahre 1907 im Frühling und Herbst mit geologischen Untersuchungen im Wienerwalde beschäftigt, wo er beinahe jeden günstigen Tag noch auszunützen verstand.

Zunächst bearbeitete er den Höllensteinzug, für den er im Jahre 1909 eine gute Beschreibung mit einer Karte i. M. 1 : 25.000 geliefert hat.

Dann setzte er seine Detailaufnahmen westwärts fort, für die er, endlich im Jahre 1911 als Volontär an unserer Anstalt aufgenommen, einen Aufnahmsauftrag zur Herausgabe des Blattes „Baden-Neulengbach“ erhielt.

Im Jahre 1908 beteiligte sich Spitz wieder an der Alpenexkursion Uhligs, die diesmal vom Allgäu zum Brenner führte.

Im folgenden Jahre besuchte er einen Kurs an der zoologischen Station in Triest.

Inzwischen hatte er sich auch mehr und mehr mit Petrographie beschäftigt und war ein Schüler von Meister Becke geworden.

Eine Untersuchung über die basischen Eruptivgesteine der Kitzbühler Alpen, deren Material er von Th. Ohnesorge bekommen hatte, ist das erste Ergebnis dieser Arbeitsrichtung gewesen.

Im Frühling 1911 unternahm er zur Erholung von Masern und Gelenksrheumatismus eine Reise nach Dalmatien.

Die Vorbereitungen für die Herausgabe der Engadiner Monographie machten dann mehrere Reisen nach Breslau zu seinem Freunde Dyhrenfurth nötig.

Im Sommer 1913 veranstaltete er eine längere Reise ins Veltlin. Das Frühjahr 1914 verbrachte er gemeinsam mit seinem Vater auf der Insel Cherso. Im Sommer führte er eine große Reihe von geologischen Touren in den oberitalienischen Alpen und in der sogenannten Wurzelzone von Ivrea aus.

Inzwischen waren die Gräuel des Weltkrieges über Europa hereingebrochen, von denen Spitz vorerst als Militäruntauglicher nicht unmittelbar betroffen wurde.

Er konnte noch im Herbst 1914 und im Frühjahr 1915 seine Aufnahmen im Wienerwald fortsetzen und nebst manchen anderen Arbeiten zu einem gewissen Abschluß bringen.

Im August 1915 wurde Spitz zum Militärdienst einberufen. Was das für ihn bedeutete, der mit jeder Faser seines Lebens ein bewußter Freund des Friedens und der Freiheit war, kann nur jener begreifen, der selbst in einer ähnlichen Lage sich befunden hat.

Von Anfang an ohne jede Illusion von dem unglücklichen Ausgang des Krieges überzeugt, lag der Zwang des Militärs doppelt schwer auf seinen Schultern und drohte ihn zu zermalmen.

Er wurde zunächst in Iglau in der Kaserne, später bei der Bezirkshauptmannschaft mit Kanzleidiensten beschäftigt.

Hier verbrachte er wohl den unglücklichsten Teil seines Lebens und seine Briefe aus dieser Zeit sind von einer unsagbaren Trauer und einer schweren Sehnsucht nach den Bergen erfüllt.

Im Jahre 1916 wurde er zu einem Verrechnungskurs nach Brünn kommandiert, wo er in seiner freien Zeit die Arbeit über das Marsgebirge niederschreiben konnte.

Dann kam er auf kurze Zeit nach Wien und erhielt endlich auf Verwendung seines Freundes G. Dyhrenfurth eine Kommandierung zum Bergführerkurs nach Bozen.

Dort hatte er seine Abteilung theoretisch und praktisch in die Kunst des Bergsteigens einzuführen, was ihm sehr viel Freude bereitete.

Im Februar 1917 wurde der Kurs nach St. Christina ins Grödnertal und später auf die Regensburger Hütte verlegt, wo ihm eine gelungene Erkletterung der Odla sein in Iglau verloren gegangenes alpines Vertrauen wieder zurückgab.

Noch im Februar desselben Jahres wurde die Zufall-Hütte sein Standquartier, wo er wieder beim Bergführerkurs beschäftigt blieb, außerdem aber zusammen mit G. Dyhrenfurth alpiner Beirat für die militärischen Unternehmungen wurde. Etwa ein Jahr verbrachte er so in den Hochregionen der Ortlergruppe, meist auf der Zufall-, seltener auf der Halle'schen Hütte.

Die dienstlichen Verhältnisse waren sehr angenehm und er vermochte seine freie Zeit wieder ausgiebig der Geologie zuzuwenden. Im Frühjahr 1917 wirkte er mit bei der Besetzung des Mt. Pasquale und führte dann selber bei der Besetzung der Kreilspitze.

Seinen Sommerurlaub verwendete er zu einer geologischen Reise in die verschiedenen Gebiete des Brenner Mesozoikums.

Herbst und Winter verlebte er wieder auf der Zufall- und Halle'schen Hütte mit einzelnen Unterbrechungen, die ihn ins Nonsberg- und Ultental führten.

Zur Ausheilung eines Magenleidens hielt sich Spitz dann Anfang 1918 längere Zeit in den Spitälern zu Spondinig und Innsbruck auf. Besonders von Spondinig aus konnte er da eine Menge von geologischen Touren zur Ausführung bringen.

Einen Osterurlaub benützte er zu einer Reise nach Sterzing, zum Predil sowie nach Leoben und Wien.

Im April 1918 wurde er als Kriegsgeologe zu der Kriegsvermessungsabteilung 8 einberufen, wo er eine Menge von praktischen Arbeiten bei Bauten, Bohrungen, oft ganz an der Front, zu erledigen hatte.

Die geologische Leitung dieser Abteilung war Herrn Oberleutnant Dr. R. v. Klebelsberg anvertraut, der bei voller Schätzung der wissenschaftlichen Bedeutung unseres Freundes seinen Wünschen in jeder Weise entgegenkam.

So konnte er seine früher unterbrochenen Arbeiten in den ihm zugänglichen Teilen von Tirol in größerem Umfange wieder aufnehmen.

Im Mai arbeitete er im Nonsberg, im Juni an der neuen Bahnstrecke Nauders—Landeck, im August unternahm er eine Reihe von Touren in den Sarntaler Bergen, im Schneeberggebiet und in der Texelgruppe, im September wollte er seine kriegsgeologische Karte der Ortlergruppe in den Laaser Bergen vollenden, wo ihm allzufrüh der Tod den Hammer aus den Händen nahm.

Der bittere Schmerz um seinen Hingang ist zur stillen Trauer geworden, die Verehrung seiner Freunde, die Anerkennung der Fachgenossen, der Stolz, daß er uns gehörte, aber haben sichere Gestalt gewonnen.

In der schärfsten Prüfung des Spektrums seiner geistigen Existenz treten die edlen Grundlinien derselben nur um so klarer hervor, Ehrlichkeit bis zur Selbstverleugnung und Schroffheit, Ernst und Tiefe des Arbeitswillens, die Kraft zu wirklicher warmer Freundschaft. Versöhnend und beglückend schweben darüber innigste Liebe zur Natur und zur Musik.

Wenn wir uns heute fragen, was bedeutet Spitz für die Geologie der Alpen, so rücken die Umrisse seines Verlustes immer breiter auseinander.

Mit ihm ist einer jener seltenen, innerlich zur Wissenschaft Berufenen entschwunden, einer jener Forscher, denen die vorurteilslose Prüfung unmerklicher Wahrscheinlichkeitsgrade zur Lebenserquickung wird, ebenso fern dem Fanatismus als dem Zynismus und denen immer und immer wieder die letzten Entscheidungen für Recht und Unrecht zufallen müssen, weil sie allein die feinsten Sinne dafür besitzen.

Die Geologie, welche noch vielfach einer exakten Darstellung entbehrt, hat besonderen Grund, solche achtsame Gärtner auf ihren von Unkraut überwucherten Feldern zu schätzen.

Die Arbeiten unseres Freundes zeichnen sich allesamt durch klare Fragestellung und wohldurchdachte Beantwortung aus, die, gestützt auf möglichst genaue Untersuchung und Feldaufnahme, erteilt wird.

Wer hinter Spitz verfeinerte geologische Begehungen zu machen gedenkt, wird eine harte Arbeit finden.

Er hat in den Ostalpen sicherlich die Anforderungen an eine gute Aufnahmsarbeit beträchtlich in die Höhe geschraubt.

Die Präzisionsaufnahme war sein Ideal, von der er sich mit Recht für viele argumstrittene Probleme die wichtigsten Aufschlüsse erwartete.

Ich schätze, daß Spitz mehr als die Hälfte seiner geologischen Lebenszeit im Freien mit Feldaufnahmen zugebracht hat.

Dazu besaß er die Entschlossenheit, ohne weitere Zersplitterung unbeirrt auf seine großen Ziele vorzudringen.

Nur so ist bei seiner Jugend jene seltene Einsicht in die Geologie der Alpen zu verstehen, die ihn hier zu einem Berater ersten Ranges in manchen der schwierigsten Fragen gemacht hat.

Die langjährigen Untersuchungen in den Grenzgebieten der Ost- und Westalpen haben uns die vorzügliche Monographie der Engadiner Dolomiten geschenkt, zu der sich in seinem Nachlasse noch das Material für eine mindestens ebenso bedeutende Fortsetzung befindet.

In diesen Gebieten waren Spitz auch jene Entdeckungen vorbehalten, die weit über die gewöhnlichen Erfolge so genauer Arbeiten hinausgehen und seinen Namen für immer mit dem Nachweise der sogenannnten „rhätischen Bögen" verbunden haben.

Als Ergebnis dieser Arbeiten war ihm auch die Vermittlerrolle zwischen der westalpinen und ostalpinen Tektonik zugefallen.

Mit welchem Aufwand an Einsicht und Besonnenheit er dieses Amt zu verwalten wußte, beweisen die großen kritischen Referate, welche er über diese Gebiete zumeist in unseren Verhandlungen veröffentlicht hat. Leider ist das letzte, ein Referat über die neuen geologischen Untersuchungen im Rätikongebirge von D. Trümpy auf der Post verloren gegangen.

Wohin wir auch schauen, Arbeit um Arbeit gedeiht unter seinen fleißigen Händen, er selbst ist von lichten Hoffnungen erfüllt. Die schweren Zweifel an seinem eigenen Können sind endlich gefallen und er spürt die Kraft zur Vollendung sicher in sich ruhen.

Da zertritt ein hartes Geschick sein junges Leben, das er wieder einmal einsam und tapfer den Gefahren des Hochgebirges entgegengetragen.

Lieber Freund, du bist als ein Opfer idealer Sorgfalt und Genauigkeit, als ein Hochgebirgsgeologe getreuester Fassung gefallen.

Mögen die Blumen der Erkenntnis mit ihren reinen Blüten dein Grab und dein Erbe verklären.

Wir aber, teurer Freund, wir nehmen nicht Abschied von dir, wir unterwerfen uns nicht der rohen Hand des tödlichen Zufalles, für uns sollst du lebendig sein in unseren Gedanken, in dem Besten, was du erstrebt und was dir versagt geblieben.

Verzeichnis seiner geologischen Arbeiten.

Die Gastropoden des karnischen Unterdevons. Beiträge zur Geologie und Paläontologie Oesterreich Ungarns. Wien 1907.

Geologische Studien in den zentralen karnischen Alpen. Mit einer geol. Karte. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien 1909.

Der Höllensteinzug bei Wien. Mit einer geol. Karte. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien. 1909.

Basische Eruptivgesteine der Kitzbühler Alpen. Tschermaks Miner. Mitteilungen. Wien 1910.

Gedanken über tektonische Lücken Verhandl. der Geol R.-A. Wien 1911.

Gemeinsam mit Dr. G. Dyhrenfurth:

1. und 2. Vorbericht über die Tektonik der zentralen Unterengadiner Dolomiten. Akademie-Anzeiger. Wien 1907 und 1909.

Ducangruppe, Plessurgebirge uud die rhätischen Bogen. Ecclogae geol. Helv. 1913.

Triaszonen am Berninapaß und im östlichen Puschlav. Verhandl. der Geol. R.-A. Wien 1914.

Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Scanfs, Schuls und dem Stilfserjoch. Mit einer geol. Karte. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge, 44. Band. 1915.

Zur Stratigraphie des Canavese. Verhandl. der Geol. R.-A. Wien 1915.

Zur Deutung der Zebrulinie. Verhandl. der Geol. R.-A. Wien 1915.

Die Pyrenäen im Lichte der Deckentheorie. Geol. Rundschau 1915.

Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. Verhandl. der Geol. R.-A. Wien 1916.

Zur Altersbestimmung der Adamellointrusion. Verhandl. der Geol. R.-A. Wien 1917.

Sammelreferat über die Arbeiten von H. P. Cornelius und R. Staub, betreffend die Berninagruppe. Verhandl. der Geol. R.-A. Wien 1917.

In englischer Sprache sollte die Arbeit: „Eine unterkretazische Fauna aus dem Giumalsandstein (Himalaya) nebst einigen Fossilien der Chikkimserie“ in Geol. Surv. of India. Records und in italienischer Sprache „Liasfossilien des Canavese“, erscheinen.

Aus seinem Nachlaß befinden sich folgende Arbeiten teils im Druck, teils erst in Vorbereitung.

In den Verhandl. der Geol. R.-A. Wien:

Eine Querstörung bei Meran.

Beiträge zur Geologie der Kalkalpen von Weyer.

Nachgosauische Störungen am Ostende der Nordkarawanken.

Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins:

Vorwort

1. Dent blanche.
2. Kritisches zur Frage der alpin-dinarischen Grenze westlich der Etsch.
3. Zur Chronologie der alpinen Bewegungen in den piemontesisch-lombardischen Alpen.
4. Die Umgebung von Scanfs und die Oberengadiner Bögen.
5. Betrachtung über die Bogenform der Westalpen.

In dem Jahrbuch der Geol. R.-A. Wien:

Beiträge zur Geologie des Brenner Mesozoikums.
Die Nonsberger Dislokationsbündel.

In den Mitteilungen der Geol. Gesellschaft in Wien:

Beiträge zur Tektonik des Marsgebirges.

Geologie der Voralpen zwischen Mödling und Triestingtal. Mit einer geol. Karte.

Voraussichtlich in der Schweiz dürfte in späterer Zeit die Fortsetzung der Monographie der Engadiner Dolomiten erscheinen.

Wien, im Februar 1919.

Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums.

Aus dem Nachlasse von **Albrecht Spitz.**

Mit einer stratigraphischen Tabelle (Tafel Nr. XI) und 7 Zeichnungen.

Der Wunsch, die mesozoischen Bildungen beiderseits des Brenners mit jenen des Engadins zu vergleichen, führte mich während eines kurzen Militärdiensturlaubes im Sommer 1917 an den Brenner. Erst nachher erhielt ich infolge der unverläßlichen Kriegspost die einschlägigen Arbeiten von Sueß, Sander und Hartmann. So war ich lediglich auf mein leider sehr schlechtes Gedächtnis angewiesen und betrat, soweit die Tarntaler Bildungen in Betracht kamen, das Gebiet mit dem Rüstzeug der Begriffe: Triasdolomit, Liasschiefer, rätselhafte Tarntaler Brekzie und Serpentin, sowie der Vorstellung, daß diese Serie die Grenze von Quarz- und Kalkphyllit übergreife. Ich erwähne das deshalb, weil dadurch die vollständige Vorurteilslosigkeit meiner Beobachtungen gewährleistet ist.

Ich beginne mit den Tarntaler Köpfen. Einer näheren tektonischen Zergliederung vorgreifend, muß ich vorausschicken, daß nach den übereinstimmenden Beobachtungen von Sander, Hartmann und mir die Serie Kahlwand-Tarntaler Köpfe eine höhere tektonische Einheit bildet gegenüber der Serie Hippold-Torjoch. Wir wollen die erstere kurz „Reckner"-, die letztere „Hippold"-Serie nennen.

In beiden Serien wurde bisher nur das Rhät paläontologisch sichergestellt. (Pichler, Rothpletz.) Die Bestimmbarkeit des von Young gefundenen *Arnioceras* bezweifelt Hartmann (Jahrb. Geol. R.-A. 1913, S. 257). Man kann daher vorläufig von den Hangendschiefern des Rhät nur das auf Belemnitenfunde (Hartmann) gegründete jurassische Alter im allgemeinen behaupten. Unter diesen Umständen haben alle meine Vergleiche und Parallelen natürlich nur bedingte Gültigkeit; im Rahmen dieses Vorbehalts darf ich mich dann um so freier und bestimmter äußern.

---

1. Reckner-Serie.

Diese Serie ist an der Kahlwand durch mächtige graue Dolomite vertreten. An ihrer Basis liegen gelblichbraun anwitternde, innen schwarze Dolomite, die mit schwarzen Tonschiefern überzogen sind und mit solchen wechsellagern. Damit verbunden ist Rauchwacke mit einem Gipsstock. Diese Schichten sind das vollständige Ebenbild gewisser verarmter Raibler Schichten des Engadins.

Vollständiger noch wird die Analogie am Ostabfall des eigentlichen Tarntaler Massivs. Hier liegen, ganz entsprechend den Verhältnissen der Kahlwand, an der Basis einer großen Dolomitmasse zunächst wenige Meter eines grauen und gelblichen Dolomits. Darüber folgen zirka 20 *m* schwarze, tonige Schiefer, wechselnd mit schieferdurchwachsenen Dolomitbrekzien und mit schwärzlichen, quarzitisch-sandigen Lagen, die oberflächlich mit feinen weißen Glimmerschüppchen überstreut sind. Darüber folgt grauer Dolomit, der an der Basis noch deutlich primär-brekziös ist.

Die beschriebenen Gesteine sind typische Glieder der Bündner Raibler Schichten. Ich muß daher die Darstellung Hartmanns bezweifeln, der hier auf der Karte teils Rhät, teils Jura einträgt. Die braunen Dolomite könnten wohl auch im Rhät auftreten, ebenso wäre eine Verwechslung der schwarzen Tonschiefer mit solchen des oberen Jura (siehe später) möglich. Doch schon die Sandsteine unterscheiden sich durch ihre helle Glimmerbestreuung deutlich von den groben Sandsteinen und Arkosen des Jura und ebenso fremd ist letzterem die lediglich aus Dolomit bestehende und von schwarzem Schiefer flatschig umflossene primäre Brekzie. Auch die vollständige Kalkarmut unserer Gruppe spricht unbedingt gegen Rhät-Jura. Die Lagerungsverhältnisse sind in unserem Fall nicht überzeugend, wenn auch die Deutung Raibler Schichten für die Schiefer-Brekzien-Serie, darüber Hauptdolomit und dann Jura sehr naheliegt; um so mehr aber am Mieslkopf (siehe noch später). Hier trifft man eine regelmäßige überstürzte Serie vom Malm bis zum Hauptdolomit; dieser wird am Gipfel gekrönt von einem Rest der Schiefer-Brekzien-Serie, die mit den hier beschriebenen Gesteinen identisch ist.

Zu den Raibler Schichten zählt Hartmann noch unter Vorbehalt dunkle, rötliche und grünliche Kalke; auch solche kommen in den Engadiner Raiblern vor. Im Tarntaler Gebiet ist jedoch ihre Stellung unsicher, da sie einerseits in komplizierten Schuppenzonen liegen, anderseits lithologisch auch mit Jura (oder Muschelkalk) verglichen werden können. Ein ladinisches Niveau ist nirgends nachgewiesen. Mag sein, daß das schmale Dolomitband unter den Raiblern dazu gehört; es könnte aber ebensogut „indifferenter“ Raibler Dolomit oder tektonisch wiederholter Hauptdolomit sein.

Der Dolomit, der in den Tarntaler Kögeln auf diese Raibler Schichten folgt, ist offenbar derselbe, der von Rhät überlagert wird; kontinuierliche Profile fehlen hier, sind aber zum Beispiel am Mieslkopf vorhanden. Er ist somit als Hauptdolomit zu bezeichnen. Er ist heller als in der Bündner Provinz und wiederholt von Quarzknauern und

-adern durchwachsen (siehe „Qu.“ Hartmanns). Aehnliche Quarzadern sind südlich der eigentlichen Bündner Provinz in der Aelagruppe, im Scanfser Abschnitt und am P. Alv allgemein verbreitet. Die von Hartmann (S. 240) erwähnte tektonische Brekzie „in einer Art Grundmasse aus hellgrünem Dolomit“ möchte man nach der Beschreibung eher für eine primäre Brekzie halten, wie sie im Bündner Hauptdolomit gleichfalls vielfach verbreitet ist.

Am östlichen Abhang der Tarntaler Sonnenspitze sind kontinuierliche Profile vom Hauptdolomit aufwärts erschlossen. Der Dolomit wird an der oberen Grenze häufig dünnbankig, wittert gelblich und bräunlich an, nimmt spärliche dunkle Schieferüberzüge und reichlich Quarzknauern auf. Dann entwickelt sich der schwarzblaue fossilreiche dickbankige Rhätkalk, der am Mieslkopf ähnliche rauhe Hornsteinschnüre und -knauern enthält wie nicht selten in den Engadiner Dolomiten. Dieses „Grenzniveau“ des Hauptdolomits erinnert durch seine bräunliche Färbung an analoge Bildungen am Südrand der Engadiner Dolomiten (Scanfs-Ortler) und die Aelagruppe. Kohlige Tonschiefer (Hartmann, S. 246) haben ihr Aequivalent in der Quatervalsgruppe, rötlich graue Kalke (Hartmann, S. 242, an den Isslköpfen) in der Fraelefazies der Engadiner Dolomiten. Serizitische Häute finden sich in den Tarntaler Köpfen (Hartmann, S. 242) ebenso wie in der Aela-Scanfser Region oder dem P. Rims in der Val d' Uina. Der Tarntaler Rhätkalk ist vielfach dolomitisch, ähnlich dem Scanfser Rhät. Eine regelmäßige Wechsellagerung von Dolomit und Kalk wie im Engadiner „Grenzniveau“ scheint in den Tarntaler Bergen zu fehlen. Dafür wird das Rhät häufig von einem Dolomitkomplex abgeschlossen, der somit an den Conchodon-Dolomit der lombardischen Alpen erinnert.

Ueber dem Rhät entwickeln sich schwärzliche Kalkschiefer des Lias, in denen sandige und schieferige Lagen wechseln („Rieselkalke“ Hartmanns); auch feine Dolomitbrekzien mit schwarzem kalkigem Zement sind ihnen eingelagert. Die ganze Ausbildung erinnert an Allgäuschichten, beziehungsweise an Lias der Fraelemulde im Engadin, wo die sonst stark vertretenen roten Kalke und Brekzien sehr zurücktreten. Die in beiden letzteren Entwicklungen so charakteristischen brotkrustenartig verwitternden Rieselkalke scheinen dem Tarntaler Gebiete zu fehlen.

Ueber den dunklen Schiefern folgt nun eine Serie von weißlichgrünlichen, dichten Kalkschiefern mit grünen Schieferhäuten und rotgrünen kieseligen Schiefern und Hornsteinen; die weißen Kalkschiefer sind oft waben- und netzartig mit dem grünen Schiefermaterial durchwachsen. Auch schwärzliche Kalkschiefer kommen vor. Mitunter sind feine dolomitische Brekzien eingestreut. Diese Gesteine sind ein vollständiges Ebenbild des Unterengadiner Malm, in dem ebenfalls grünliche und schwärzliche Kalkschiefer sowie gelegentlich Dolomitbrekzien als eigenartig auffallen; ganz ähnliche Gesteine kommen aber auch in der Aufbruchszone vor, dann in den Nordalpen (am Sonnwendjoch auch Brekzien) und vielfach (auch mit Brekzien) in den Südalpen. Hartmanns Vergleich der Hornsteine mit Radiolarit ist vollauf berechtigt. Ich werde das Erstaunen nicht vergessen, als ich das

Quellgebiet beider Tarntäler betrachtete: ich glaubte mich in eine Charakterlandschaft von nordalpinem Malm versetzt, etwa Sonnwendjoch oder Höfats, so vollkommen ist auch äußerlich die Analogie. Und man muß nur staunen, daß sie niemand vor Hartmann aufgefallen ist. Unter seinen Vorgängern kamen nur Pichler und Rothpletz der Wahrheit nahe, indem sie beide die normale Schichtfolge von Dolomit aufwärts erkannten und unsere bunte Serie in den Lias stellten.

In diesen Malmgesteinen liegt der Serpentin mit seinen ophikalzitischen Kontaktprodukten, genau so wie bei Arosa am Lohstein und im Oberengadin oder auch bei Ehrwald. Im oberen Tarntal erkennt man auch, daß schwarze, etwas phyllitische Schiefer mit Manganputzen zu dieser Serie gehören. Sie könnten mit den erwähnten Raibler Schiefern verwechselt werden. Im Malm haben sie weniger Analogien, am ehesten in der Aufbruchzone und im Canavese.

In vieler Beziehung der Recknerschuppe ähnlich ist das Gipfelprofil des Mieslkopf-Kreuzjöchls. Die näheren tektonischen Beziehungen sind noch unbekannt, doch liegt auch hier über einer tieferen Serie (am SW-Grat des Mieslkopfes) eine höhere, verkehrte Serie; sie beginnt mit Serpentin + Ophikalzit, dann folgen helle und grünliche Kalkschiefer sowie bunte Hornsteine und Hornsteinkalke des Malm, höher eine schmächtige Lage von schwärzlichen kalkigtonig-sandigen Liasschiefern, dann ein bläulicher Kalk mit Kieselschnüren und großen Dolomitbrocken, der wohl dem tiefsten Lias und Rhät entspricht, darauf (am Gipfel) muldenförmig grauer Dolomit und über diesem die schon erwähnten braunen Raibler Schichten. Gegen das Kreuzjöchl erscheinen unter dem grauen Dolomit wieder Rhät und Lias, dann eine mehrfache Wiederholung von grauem Dolomit mit schiefer- und brekzienreichem Raibler Dolomit. Dazwischenliegende schwarze Tonschiefer gehören wohl zu den Raibler Schichten (und nicht zum Malm). Nördlich des Kreuzjöchls tritt dann wieder die basale Schuppe hervor.

---

2. Hippold-Serie.

In der tieferen „Hippold"-Schuppe finden wir die vorhin beschriebene Malmserie wieder, noch viel reicher entwickelt als in der Recknerschuppe. Unter den zu letzterer gehörigen Dolomiten der Kahlwand trifft man als höchstes Glied zunächst die grünen und roten Kieselschiefer und hellbunten Kalke wieder an. Die darunterliegenden Schichten umfassen nun eine verwirrende Mannigfaltigkeit von Gesteinen: schwarze, graue, rötliche Kalkschiefer; dunkle Tonschiefer, weißgrüne serizitische Quarzitschiefer, die zum Teil sehr deutlich klastischkörnig sind (verrucanoähnlich, z. B. Eiskar); aus ihnen allmählich hervorgehend braungrüne, dickbankige, feinere und gröbere Sandsteine und „Grauwacken" (ebenda). Schließlich eine Abart der mit Recht so vielgenannten „Tarntaler Brekzie", eine feine Brekzie mit vorwiegend dolomitischen (seltener kalkigen) Bestandteilen, eingebettet in die schwärzlichen und rötlichen Kalkschiefer, mitunter auch in die serizitisch quarzitischen Schiefer,

manchmal fast nur aus fein zerriebenem Dolomit mit tiefbraunen Mangankrusten bestehend (= „regenerierter Dolomit“ Hartmanns?) [z. B. südlich unter der Kahlwand]; alles dieses ist miteinander durch Wechsellagerung gegen oben und seitwärts so eng verbunden, daß an der stratigraphischen Zusammengehörigkeit dieser so verschiedenen Gesteine nicht gezweifelt werden kann.

Grobe, rein dolomitische Brekzien habe ich im sicheren Jura nicht gesehen; ich verweise sie im Gegensatz zu Hartmann, wie schon erwähnt, in die Raibler Gruppe. Sehr ähnliche Gesteine finden wir wieder im Engadin, u. zw. am P. Murtiröl bei Scanfs und P. Padella bei Samaden. An letzterem Berge wurden sie von Cornelius „Saluver-Serie“ genannt und für Oberkreide gehalten; sie entwickeln sich jedoch aus Radiolarit und ihr Aequivalent führt am Murtiröl Aptychen. Man findet dort grobe, fast zementlose dolomitische Brekzien bis hinab zu feinster mangangetränkter Dolomitbrekzie, solche mit kalkigem und sandigem, buntem Zement, bunte Kalkschiefer aller Art, die in sandige Schiefer und buntsandsteinartigen Sandstein übergehen. Die kristallinen Brekzien des Engadins fehlen den Tarntaler Köpfen, wogegen die serizitischen Quarzite im Engadin unbekannt sind und überhaupt eine dem Tarntaler Bereich eigentümliche Bildung zu sein scheinen.

Schließlich sei noch an das Canavese erinnert, wo grobe, verrucanoartige und kristalline Brekzien, durch Wechsellagerung und Uebergang verknüpft, zwischen hellen Malmkalken mit Radiolariten liegen. Das Dogma vom Tiefseecharakter dieser Bildungen ist, wie auch Hartmann betont, unbedingt revisionsbedürftig. Auch in der Falknisbrekzie wird man Aenliches sehen dürfen. (Auf Beziehungen zwischen Brennermesozoikum und Aufbruchszone hat schon Sander hingewiesen.)

Treten wir weiter in die Hippold-Serie ein. Sie ist am Hippoldkamm mit dem basalen Quarzphyllit verbunden. Nördlich der Torspitz und an der Hennensteigen folgt über dem Quarzphyllit gelbe Rauchwacke und grauer Dolomit, zum Teil in Linsen zerrissen, letzterer von geringer Mächtigkeit. Am Hippold liegen unter der Rauchwacke noch mächtige, grünlichweiße, dichte Quarzite. Sie sind nach F. E. Sueß, Hartmann und Sander u. m. deutlich klastisch, (also verrucanoähnlich und wie dieser, nicht selten mit rötlichem Quarz untermischt), nach F. E. Sueß gelegentlich auch schon makroskopisch, z. B. bei Matrei (Jahrb. Geol. R.-A. 1894, S. 643). Die Rauchwacken sind oft von parallelen serizitischen Häuten durchzogen und erhalten dadurch eine Art Schieferung. Sie umschließen wiederholt Bruchstücke von Quarzit, nicht selten prachtvoll gerundete (z. B. Hippold); nach Hartmann enthalten sie auch Brocken von Quarz- und Kalkphyllit und wechseln mit Gips (vgl. auch Sander). Alles das macht ihre stratigraphische Entstehung sicher — unbeschadet natürlich sekundärer tektonischer Einwirkung.

Hartmann hält die Quarzite und Rauchwacken mit Vorbehalt für Raibler Schichten. Mir scheint, wenigstens für die Quarzite, ein Vergleich mit Buntsandstein-Verrucano näherzuliegen. Die Rauchwacke ist dann, wenn sie wirklich primär mit dem Quarzit wechsellagert

(Hartmann, S. 235 und 239) und in ihn übergeht (S. 295) als untere Rauchwacke anzusprechen, im Gegensatz zu der Raibler Rauchwacke der Kahlwand.

Der hellgraue, an Quarzadern reiche Dolomit im Hangenden der Rauchwacke ist wenig mächtig und nicht weiter zu gliedern (Hippold, Eiskar, Grauwand); im besonderen ist ein Raibler Band nicht nachweisbar. Auch ein eigener ladinischer Anteil ist hier ebensowenig wie in der Recknerserie bekannt.

Zwischen der oberen Grenze des Dolomits und den vorhin beschriebenen Jurabildungen, die an der Basis auch noch den Lias umfassen mögen, liegt nun sowohl im Eiskar wie an der Grauwand und am Torjoch eine höchst merkwürdige und wechselvolle Bildung. Bald glaubt man in braunem Dolomit zu gehen, bald in weißem basalem oder klastischem Jura-Quarzit, bald wieder in der feinen Jura-Dolomitbrekzie mit tonigkalkigem Bindemittel, bald sind alle diese Gesteine nach Art einer Riesenbrekzie durcheinandergemischt und engstens miteinander verschweißt. Sander hat diese Brekzie zuerst für ein rein tektonisches Gebilde genommen [1]). Später überzeugte er sich, daß eine stratigraphische Primärbrekzie, nämlich die feine Jura-Dolomitbrekzie, als Komponente in der tektonischen Riesenbrekzie auftritt. Er schwankt nur in der Beurteilung, welches von den verschiedenen Gesteinen der Wirt und welches der Gast der tektonischen Riesenbrekzie sei.

Auch Hartmann erkannte an, daß die dolomitische Jura-Primärbrekzie hier beteiligt sei. Da er aber sämtliche Dolomitbrekzien, auch grobe, dem Jura zurechnete, so bezeichnete er das ganze Gebilde als mylonitische Jurabrekzie und hielt die Einbeziehung des Quarzits für tektonisch. In der Tat scheinen oft riesige eckige Blöcke von Quarzit und auch von braunem Dolomit sehr zugunsten einer solchen Erklärung zu sprechen; allerdings bleibt zu beachten, daß auch in Blockbrezien der Gosau eckige Blöcke von derselben Dimension auftreten!

Doch, wie schon vorhin angedeutet, unsere Riesenbrekzie hat durchaus nicht immer die Erscheinungsform einer Brekzie. Bei näherem Zusehen (sehr gut z. B. an den Blöcken auf dem Wege Lizumer Hütte—Torjoch zu studieren) erkennt man nicht selten einen lagenweisen Wechsel von ganzem und zerbrochenem Quarzit mit Dolomit, beziehungsweise Dolomitbrekzie. Ja es kommt sogar dazu, daß die Quarzitlagen schmale Schnüre und Knauern von Dolomit enthalten und umgekehrt. Mitunter tritt auch schwarzer Kalk und Tonschiefer in dieser schlierigen Form auf, namentlich an der oberen Grenze der Brekzie. Wir haben dann also eine Art Pseudobrekzie vor uns, die richtiger als waben- und netzförmiges Gebilde zu bezeichnen ist. Das legt den Gedanken an eine fast gleichzeitige Dolomit-Quarzitsedimentation nahe. Reichte das eine Material nicht aus, um geschlossene Lagen zu bilden, so erscheint es durchmischt mit dem

---

[1]) Kober (Bau und Entstehung der Ostalpen, Mitt. d. geol. Ges. Wien 1912, S. 45) spricht vom Auftreten der (tektonischen) Schwarzeckbrekzie am Torjoch.

anderen und umgekehrt. Wir kennen ganz analoge Fälle im Engadin, in der wabenförmigen Durchdringung von Kalk und Dolomit des norisch-rhätischen Grenzniveaus, in der flatschigen Schiefer-Dolomitbrekzie der Raibler und des Muschelkalks (z. B. Gr. Läger in Val d'Uina), sogar aus dem Tarntaler Gebiete selbst, nämlich den netz- und wabenförmigen Durchwachsungen des weißen Kalk- und grünen Serizitmaterials im Malm. Infiltrierte Quarzgänge (siehe „Qu." Hartmanns) durchsetzen dieses Gestein nach allen Richtungen hin und bilden oft ein förmliches Gitter zwischen den einzelnen Bestandteilen.

Fassen wir das alles zusammen und behalten wir die Position der Brekzie zwischen Dolomit und Jura im Auge, so ergeben sich folgende 4 mögliche Entstehungsarten:

1. rein tektonische Brekzie, Gemisch aus basalem Quarzit, braunem Dolomit und Jura (Brekzien, Schiefer und Kalk);

2. rein tektonische Brekzie, Gemisch aus Jura-Quarzserizitschiefer und sonstigem Jura mit braunem Dolomit;

3. normales stratigraphisches Gebilde, vielleicht sekundär mylonitisch, als Uebergangsbildung zwischen basalem Dolomit und hangendem Jura;

4. normales stratigraphisches Gebilde, wie 3., nur bis zum basalen Quarzit hinabreichend und mit einer Ueberschiebung auf dem tieferen Dolomit aufruhend; vielleicht sekundär mylonitisch.

Für am wenigsten wahrscheinlich halte ich 2.: Die Quarzite scheinen mir mit den Quarz-Serizitschiefern des Jura nur zum geringeren Teil ähnlich. Außerdem würde die direkte Aufeinanderfolge von Triasdolomit und oberem Jura eine besondere Erklärung erfordern, die allerdings durch die mechanische Mylonitbildung auf das tektonische Feld gerückt schiene.

1. und 4. erscheinen mir gleichfalls unwahrscheinlich; in beiden Fällen erschiene der basale Quarzit tektonisch zwischen Dolomit und Malm, an einer Stelle also, wo wir ihn auch tektonisch nicht erwarten möchten. Denn der mit ihm vermischte braune Dolomit kann keineswegs als Aequivalent des grauen Dolomits bezeichnet werden, der sonst den Quarzit überlagert. Ebenso fehlen Rauchwacke und Rhät. Und gerade dort, wo basaler Quarzit und Jurabrekzie engstens miteinander verknetet sind, z. B. am Hippold (Basis), bleiben beide getrennt und vereinigen sich nie zu einer der unseren vergleichbaren Brekzie. Beachten wir ferner, daß unsere Brekzie ihre Lage zwischen Dolomit und Malm über große Strecken (Eiskar-Grauwand) mit beharrlicher Zähigkeit festhält, ferner daß das Rhät fehlt und erinnern wir uns der wabenförmigen und gleichmäßig alternierenden Strukturen, so erscheint die Wahrscheinlichkeit für 3. am größten: Wir haben hier eine normale stratigraphische Schicht vor uns, welche die Lücke zwischen Dolomit und Malm (oder Lias z. T.?) ausfüllt, sich durch einen eigenen Quarzit und einen eigenen Dolomit auszeichnet und gegen oben anscheinend langsam in die Jurabrekzien übergeht. Ihr Alter möchte demnach als Rhät-Lias zu bezeichnen sein. Nachträg-

liche Zerbrechung kann leicht stark tektonische Bilder erzeugen, ähnlich wie es auch die häufigen Rauchwacken im Verhältnis zu dem ursprünglichen Wechsel von Dolomit, Kalk, Gips und Schiefermaterial darbieten.

3. Stratigraphische Uebersicht (Rekurrenzen, Transgressionen, provinzieller Charakter).

Akzeptieren wir die oben dargelegten Anschauungen über die Dolomit-Quarzitbrekzie, so erhalten wir nachstehende Schichtfolge für die

Hippold-Serie: Quarzit des Verrucano?; Rauchwacke; wenig mächtiger grauer Triasdolomit; Dolomit-Quarzitbrekzien, etwa an Stelle von Rhät-Lias, gegen oben übergehend in die schwärzlichen und bunten Tone und Kalkschiefer des Malm, mit Brekzien, Sandsteinen, Serizit-Quarzschiefern, oben abschließend mit grünen und roten Kieselschiefern und Hornsteinen.

Reckner-Serie: Raibler Schichten mit Brekzien, Dolomit, Schiefern, Gips, Rauchwacken; mächtiger Hauptdolomit, Rhät, schwarze Lias-Kalkschiefer, bunte Kalkschiefer des Malm mit toniger Brekzie, ausnahmsweise Quarz-Serizitschiefer (am Nederer, Hartmann, S 271) und oben Sandsteine; nach oben bunte Kieselschiefer und Hornsteine mit Serpentin und Ophikalzit.

Auffallend sind bei dieser Gliederung die wiederholten Fazies-Rekurrenzen, eine Erscheinung, die man allerdings ähnlich auch im Engadin und ja auch in der nordalpinen Trias gut kennt:

Der Quarzit tritt mindestens zweimal, eventuell dreimal auf, nämlich im Verrucano (?), in der Quarzit Dolomitbrekzie, im Malm (hier verbunden mit Sandsteinen und Grauwacken). Die schwarzen Kalkschiefer und Tonschiefer („Glanzschiefer") erscheinen außer im Rhät-Lias noch im Malm, als kalkfreie Schiefer in den Raiblerschichten. Schließlich scheint mir die Tarntaler Brekzie, wie ausgeführt, keineswegs eine „unverkennbar einheitliche Bildung" zu sein (Sander, Verhandl. Geol. R.-A. 1910, S. 46, auch Hartmann), vielmehr mindestens auf drei Horizonte aufzuteilen: 1. die Raibler Dolomit- und Schiefer-Dolomitbrekzie, 2. die tiefe liassische (Rhät?) Kalk-Dolomitbrekzie (Mieslkopf) und 3. die oben feinkörnige, polygene Malmbrekzie. Unsere Dolomit-Quarzitbrekzie möchte ich mit allem gebotenen Vorbehalt, am ehesten als heteropische Bildung der Brekzie 2. vergleichen, deren Stelle sie vielleicht vertritt. Dolomite sind im Rhät und Lias aus dem Engadiner und südalpinen Bereich wiederholt bekannt geworden und Quarzite werden im Tribulaungebiet ins Rhät gestellt und sind im Lias der Grestener-Schichten gleichfalls nicht unbekannt, dadurch würde der etwas befremdliche Gesteinsbestand dieser Brekzien an Ungewöhnlichkeit verlieren.

Mit dieser Altersbestimmung der verschiedenen Tarntaler Brekzien — von der Raibler Brekzie abgesehen — stimmt recht gut, daß

Sander die Brekzien als postrhätisch betrachtet. Für die Lias- und Malmbrekzien ist das ohne weiteres klar. Auch die Funde von fossilführendem (?) Rhätkalk, welche Sander am Grafmarter in der Dolomit-Quarzitbrekzie machte, lassen sich mit der Annahme eines Rhät-Lias-Alters ganz gut vereinbaren, gleichgiltig, ob man das Rhät als tektonisch eingemischt, als wabenförmige Schlieren oder als wirkliche Gerölle auffaßt; im letzteren Falle wäre mit liassischem Alter oder eventuell einer Aufarbeitung fast gleichaltriger Brocken (wie in der Engadiner Liasbrekzie) zu rechnen.

Die Frage der Transgression ist in diesem brekzienreichen Gebiete ebenso brennend wie im Oberengadin und der benachbarten Aufbruchszone. Wiewohl wir dort zahlreiche Brekzien als Zeugen tiefgehender Denudation finden (kristalline Komponenten!), so kennen wir doch bisher einwandfrei keine einzige Stelle, wo diese Brekzien auf Verrucano oder Kristallin transgredieren[1]; die stratigraphische Lücke umfaßt höchstens eine meist wenig mächtige Schicht (z. B. Rhät).

Aehnlich ist es im Tarntaler Gebiet. Man wird Hartmann (S. 276) gewiß zustimmen, wenn er die Quarz-Serizit-Schiefer des Malm als umgelagerte basale Quarzite bezeichnet; vielleicht trifft das sogar für die Quarzite der Quarzit-Dolomit-Brekzie zum Teil zu. Dennoch kennen wir auch hier keine sichere stratigraphische Lücke. Auf den ersten Blick einer Transgression verdächtig scheinen die Verhältnisse an der nördlichen Basis des Hippold zu sein; hier treten Quarzit und Malmbrekzien in auffallend enge Berührung. Aber gerade hier sind tektonische Phänomene nicht zu übersehen. Wie vorsichtig man in der Bewertung solcher Lücken sein muß, zeigt das Beispiel des Mieslkopfs. Hier folgen über dem Quarzphyllit Quarzit und Rauchwacke, dann Malm (bzw. Serpentin); und doch ist hier eine Transgression auszuschließen, weil der Malm das tiefste Glied der schon mehrfach erwähnten inversen Serie ist, welche regelmäßig bis zu den Raibler Schichten aufsteigt.

Auch bei den verschiedenen Diskordanzen (Quarzit und Rauchwacke über Quarzphyllit, Lias über Rhät oder Hauptdolomit), die Hartmann für primär erklärt (sogar eine primäre Jura-Steilküste glaubt er noch zu erkennen), möchte ich eher für tektonische als stratigraphische Momente stimmen. Denn es handelt sich meist um scharfe, glatte Flächen (z. B. für 7 bei Hartmann) und nicht um ein taschenförmiges Eingreifen (daß ein solches in gewissen Fällen vorhanden sein mag, will ich nicht bezweifeln; vielleicht sogar bei den von Hartmann für Jura gehaltenen Raibler Brekzien des westlichen Lizumtales). Wir kennen gleichfalls aus dem Engadin durch Schillers Untersuchungen sehr gut den Gegensatz zwischen beiden Flächentypen.

Auch das Fehlen der ladinischen Basis in der Reckner-Serie muß nicht unbedingt stratigraphisch gedeutet werden. Wo ein durchgängiges und mächtiges Raibler Schieferniveau entwickelt ist,

[1]) Eine Ausnahme macht vielleicht der Malm-Verrucanokontakt in Vaüglia und südlich des Murtiröl bei Scanfs.

da wird es gern zu einem Abstauungshorizont, der zwei gesonderte Stockwerke trennt (Ortler, Aela, „Oberbau“ der Engadiner Dolomiten, in gewissem Sinn auch in den nachgosauischen Ueberschiebungen bei Alland); vielleicht ist eine ähnliche Erklärung auch hier anzuwenden.

Werfen wir nun einen Blick auf den provinziellen Charakter der beiden Serien:

Die Reckner-Serie, die im wesentlichen mit Hartmanns Schuppen A, B_1 und B_2 identisch ist, zeigt deutlich ostalpinen Charakter mit vielen Anklängen an Bündner und nordalpine Fazies. Die Hippold-Serie, im wesentlichen = Hartmanns „basalem Vorland“, zeigt dagegen starke lepontinische[1]) Einschläge, sei es nun die weniger mächtige und ungegliederte Trias, sei es die auffallend stark brekziöse Entwicklung des Malm. Die Quarz-Dolomitbrekzie ist bloß aus dem Tarntaler Gebiet bekannt, ebenso die Serizit-Quarzitschiefer des Malm (weniger in der mineralogischen Zusammensetzung als in der metamorphen äußeren Erscheinung).

Hartmanns Metamorphose „C“, welche das Mesozoikum umgewandelt hat, ist im übrigen ziemlich bescheiden, nicht viel bedeutender als z. B. in den Engadiner Dolomiten (Muschelkalk-Phyllit, Lias-Malm Marmore).

Diese fremdartigen Züge der Hippold-Serie sind um so auffallender, als sie (ähnlich wie in der Scanfser Region) mit dem gewissen ostalpinen Quarzphyllit engstens verbunden ist. Man hat jedenfalls trotz mancher tektonischen Unregelmäßigkeiten (z. B. Schub flach nördlich unter dem Hippold) keinen Grund, die ursprünglich normale Auflagerung von Quarzit und Rauchwacke auf dem Quarzphyllit in Zweifel zu ziehen (z. B. Hennensteigen).

Nach Hartmann ist auch die Reckner-Serie, wenigstens seine Schuppe A, mit dem Quarzphyllit verbunden. Mir scheint das nicht so zweifellos. Diese Frage führt uns dazu, einen Blick auf die Tektonik des Gebietes zu werfen.

---

4. Tektonik.

a) Die drei Schuppen A, B_1 und B_2.

(Siehe tektonisches Schema Hartmanns auf Textfigur 1.)

So warm ich auch die sorgfältigen Beobachtungen von Hartmann anerkenne, so wenig kann ich seinem tektonischen Schema überhaupt folgen, das mir vielfach künstlich zurechtgemacht und gewaltsam erscheint. Leider beruht der größte Teil meiner Kritik nicht auf Untersuchung in der Natur, sondern Studium von Hartmanns Karte. Hartmann zerlegt unsere Reckner-Serie in die drei Schuppen A, B_1 und B_2. Ich muß die Selbständigkeit dieser drei Gebilde zum

[1]) Ich vergleiche hierbei grundsätzlich nur die als „Lepontin“ gut definierten Gebirgsteile von Graubünden an gegen Westen und nicht etwa die Tauern!

mindesten bezweifeln; denn teilen wir die Dolomitbrekzien und Schiefer im westlichen Lizumtal statt dem Jura (Hartmann) den Raiblern zu, so wird dadurch die anormale Ueberlagerung von B_2 auf A wesentlich modifiziert; man möchte dann die Frage aufwerfen, ob die schwarzen (Lumachellen-)Kalke und braunen Dolomite des Rhät, welche allein noch eine tektonische Trennung zwischen beiden Schuppen ermöglichen, nicht ebensogut zu den Raiblern gehören, was ja nach ihrem petrographischen Charakter wohl möglich ist. Schuppe B_1 ist überhaupt nur eine Wiederholung von Rhät in Rhät und schon wegen ihrer lokalen Beschränkung ohne tiefergreifende Bedeutung. Da sie nach eigenen Beobachtungen im westlichen Lizumtal mit allerhand Faltungen in Verbindung zu stehen scheint, könnte sie vielleicht von diesen abzuleiten sein.

Aber nehmen wir an, daß sich zwischen den Dolomiten von A und B_2 im westlichen Lizumtal nicht alle Reste von Rhät-Jura wegdeuten lassen, daß also wirklich zwei getrennte Schuppen übereinanderliegen, so scheint mir die Schuppengrenze anders zu verlaufen, als sie Hartmann zieht. Er zeichnete sie im Bereich der beiden Tarntäler auf Grund kleiner Diskordanzen durchwegs mitten durch Juraschichten. Dieser Vorgang erscheint mir gekünstelt, zumal wenn man an die Häufigkeit lokaler Diskordanzen denkt. Eher möchte man ein Band von Rhät mitten im Jura dazu verwenden, das Hartmann zur Konstruktion von drei voneinander unabhängigen liegenden S-Falten innerhalb der Serie B_2 Anlaß gibt. Eine derartige Doppelfalte, deren gegeneinander gekehrte Stirnen lediglich durch die wenige 100 *m* betragende Breite von Hochtälern getrennt werden, sind ein mechanisches Unding und durch keine Beobachtung zwingend gefordert. Denn nach Hartmann sind alle Sattelumbiegungen denudiert und die einzige erhaltene Muldenumbiegung kann ich nach seiner Abbildung (Fig. 6) als solche nicht anerkennen. Sein Gegenargument, daß das Rhätband nicht kontinuierlich durchziehe, ist nicht stichhaltig, denn die Unterbrechungen fallen ganz überwiegend mit Schuttbedeckungen zusammen; und auch wenn dies nicht der Fall wäre, könnten ja kurze „Ausquetschungen" durchaus nicht wundernehmen [1]).

Wir haben also über A bestenfalls eine größere Schuppe B, welche sich im Osten durch Ueberschiebung von Triasdolomit auf den Jura von A, im Westen, Norden und Süden aber bloß durch (?) Ueberfaltung von Rhät auf Jura abhebt.

b) Gegend des Klammsees.

Bedenken habe ich auch bezüglich der nördlichen Fortsetzung der Schuppe A. Hartmann setzt sie über die Klamm- und Schoberspitze bis zum Quarzphyllit des Roßbodens fort. In der Tat scheint in der Gegend des Klammsees ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen dem Jura des Nederer- und jenem der Sonnenspitze zu be-

[1]) Uebrigens ist Hartmanns Nomenklatur dieser Süd-Falten vollständig irreführend: statt obere und untere „Mulden"biegung sollte es heißen Mulden- und Antiklinalkern.

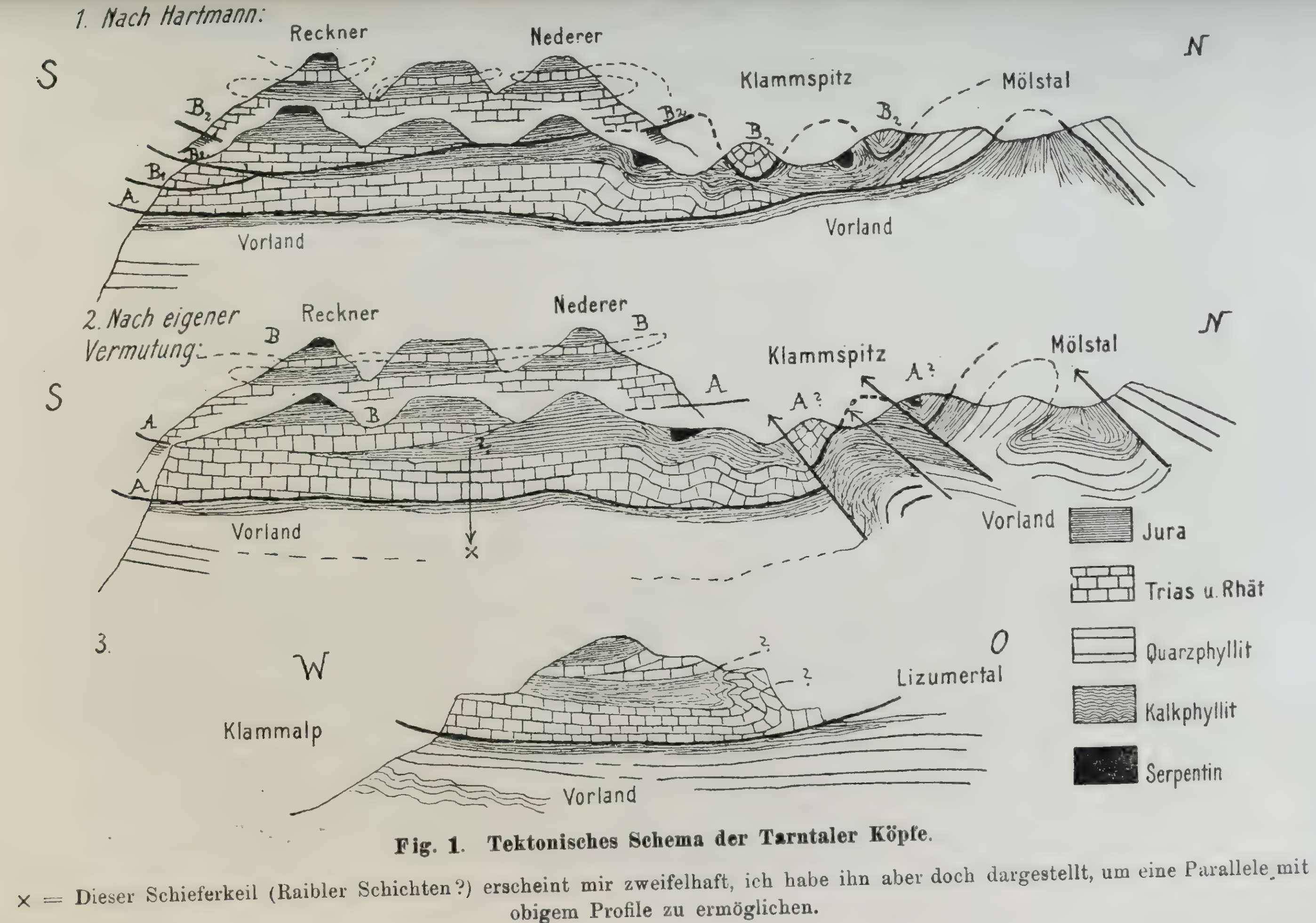


Fig. 1. Tektonisches Schema der Tarntaler Köpfe.

× = Dieser Schieferkeil (Raibler Schichten?) erscheint mir zweifelhaft, ich habe ihn aber doch dargestellt, um eine Parallele mit obigem Profile zu ermöglichen.

stehen, der dem Quarzphyllit aufliegt. Bei näherer Betrachtung erscheint das allerdings nicht so sicher. Die mächtigen Dolomite, welche die Basis der Schuppe *A* unter dem Nederer bilden, konvergieren von Südosten und Südwesten her gegen den Klammsee. Doch schließt sich der Ring nicht; zwischen den beiderseitigen Dolomitkomplexen klafft eine Lücke von ca. 1 *km*. Freilich ist die eine Hälfte davon Schutt; die andere besteht aus Jura. Auf diesem sitzt der mächtige Dolomitklotz der Klammspitze, der nach Hartmann zu B_2 gehört, obwohl diese Schuppe sonst kaum irgendwo eine so mächtige Dolomitmasse enthält. (Vgl. unsere Skizze Fig. 1.) Viel einladen-

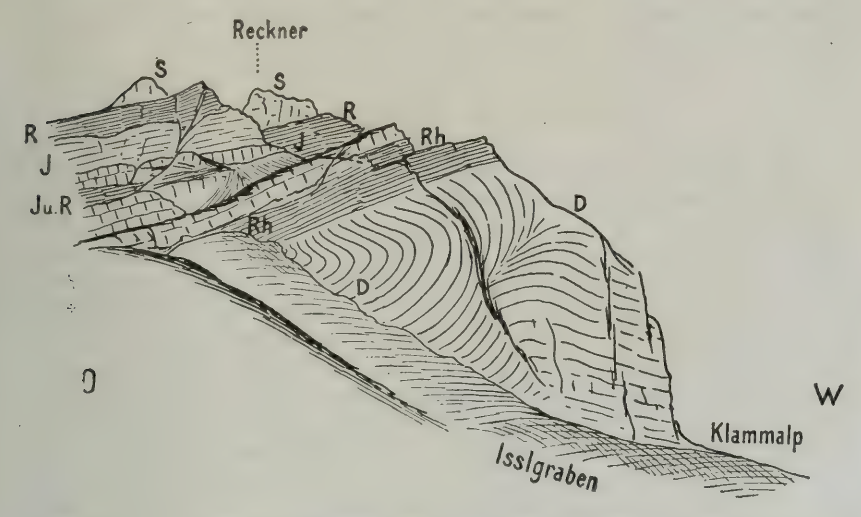


Fig. 2. Gegen West gekehrte Falten auf der Südseite des Isslgrabens.

s = Serpentin. — *R* = Radiolarit. — *J* = Jurakalk und Tonschiefer.

Rh = Rhätkalke und Schiefer. — *D* = Hauptdolomit.

— = Klotzige Kalke und Dolomite des Rhät.

der erscheint mir, diesen Dolomit dem basalen Dolomit von *A* gleichzusetzen. Dann erscheinen auch die beiden Seiten des überschobenen Dolomitklotzes ungleichwertig: im Norden eine flache Ueberschiebung, ähnlich der basalen Ueberschiebung von *A*, im Süden dagegen eine kurze steile Aufschiebung oder gar nur Ueberfaltung von Rhät auf Jura, d. h. eine lokale Komplikation innerhalb der Schuppe *A*. Das kleine Triasgewölbe unter dem darunterliegenden Jura würde sich dieser Linienführung gut einfügen. Der nördliche Ueberschiebungsrand der Klammspitze läuft gegen Westen bis nahe zum Klammsee und von hier könnte man die Ueberschiebungsgrenze bereits durch den Schutt weiter nach Westen zu den Dolomiten des obersten Navistales durchziehen. Vielleicht geht sie hier zwischen den steil nord- und den flach südfallenden Juraschiefern nördlich der Klammspitze durch, welche Hartmanns Profil 3 auf Tafel XI einzeichnet. Dadurch

würde auch der Serpentin der Klammspitze tektonisch nicht vom Serpentin des Reckner auseinandergerissen, sondern in dieselbe, in sich lokal gefaltete Serie zu liegen kommen; auch an der Klammer Sonnenspitze ließe sich die Grenze leicht so legen, daß der hier auftretende Serpentin in dieselbe tektonische Serie fällt. Aehnlich würden dann die Kössener Schichten, die sonst im „basalen Vorland" (Hippoldschuppe) unbekannt sind, in die Schuppe *A* fallen[1]. Auch auf P. 2453 westlich der Schoberspitze kommen Kössener Schichten (anscheinend) als Deckscholle vor, die man mit Hartmann als schwimmende Scholle von *A* über dem basalen Vorlande deuten könnte. An der Klammer Sonnenspitze erscheint eine solche Deckscholle von *A* durch Einklemmung von Rhät zwischen dem sonst herrschenden Jura ebenfalls als wahrscheinlich.

c) Nord- und Südbewegungen.

Bei dieser tektonischen Gliederung erschiene also die höhere, in sich noch gestörte Recknerscholle vollständig abgetrennt von dem „basalen Vorland" Hartmanns oder unserer Hippold-Serie (vgl. Profil 2 unserer Skizze). Letztere steht mit dem Quarzphyllit in primärem Verband, der heute durch mehrfache Störungen kompliziert ist. So deute ich wenigstens die beiden gegen Norden einfallenden Bewegungsflächen von Quarzphyllit über Mesozoikum bei der Lattereralm, bzw. Schoberspitze. Daß sich letzteres unter den Quarzphyllit gegen Norden fortsetzt und im Mölstal als Fenster wieder auftaucht, erscheint mir sehr fragwürdig. Denn 1. ist eine südfallende Ueberlagerung durch den Quarzphyllit im Mölstal höchstens am kalten Schroffen vorhanden (wenn überhaupt [?]). Daß ihre Fortsetzung mitten durch den Phyllit des Roßbodens läuft, läßt sich mangels an eingeklemmten Triasresten ebensowenig beweisen wie die entsprechende Linie im Phyllit nördlich der Mölser Scharte. So ziemlich an allen übrigen Stellen ist der Kontakt zwischen Mesozoikum und Quarzphyllit durch Schutt bedeckt. Der Nordrand des Mölser „Fensters" zeigt wieder eine gegen Süden gerichtete Ueberschiebung von Quarzphyllit auf Mesozoikum, die den analogen Flächen an der Lattereralm und Schoberspitze vergleichbar ist. Vielleicht kehrt sie auch am Hippold wieder (wo nach Sander und Hartmann der Kontakt gegen Norden fällt, während ich selbst nur flaches Südfallen beobachtete). Auch am Grafmarter und Kreuzjöchl sind gegen Süden gerichtete Bewegungen vorhanden (auf der NW-Seite des Mieslkopfes könnte die Verdopplung der unteren Serie hierhergehören), und zwar allem Anschein nach in Form von nordwärts geschlossenen Keilen im Quarzphyllit[2]. Es liegt nahe, nach Analogie dieser Fälle auch die übrigen südwärts gerichteten Bewegungen als in der Tiefe gegen

[1] Vom Grafmarter erwähnt Sander Kössener Schichten aus einer Gesellschaft, die für „basales Vorland" spräche; doch ist hier die Tektonik noch nicht geklärt.

[2] Nach Sanders Darstellung scheint ähnliches auch am Krovenz vorhanden zu sein.

Norden geschlossen anzunehmen, also nicht als tiefgreifende Ueberschiebungen, sondern mehr lokale Ueberfaltungen; dazu würde gut stimmen, daß nach Hartmann in der Mölser Region fast überall ein inverser Flügel im Mesozoikum sich erhalten hat. Daß auch gegen Norden gerichtete Bewegungen vorhanden sind, zeigt auf das deutlichste die Ueberkippung des Phyllits der Torspitze (vgl. auch die Darstellung von Sander und Hartmann); ihnen ist vielleicht die südlich fallende Ueberschiebung des kalten Schroffens anzureihen. Die Quarzitblöcke in der Quarzit-Dolomitbrekzie der Grauwand, welche Hartmann als von Norden hergewanderte Deckschollen auffaßt, könnten wohl auch primäre Bestandteile dieser Brekzie sein.

Welche von diesen beiden Bewegungen älter ist, vermag ich aus dem bisher angeführten Tatsachenmaterial nicht herauszulesen, ebensowenig, welcher von beiden die Hauptüberschiebung der Schuppe *A* angehört (andere Argumente siehe später). Sicher ist nur, daß bei meinem Deutungsversuch die südwärts gerichteten kurzen Ueberschiebungen des Quarzphyllits jünger sein müssen als die Hauptüberschiebung, welche ja von ihnen durchschnitten wird.

Daß die beiden Schuppen *A* (Reckner-Serie) und Vorland (Hippold-Serie) Teile einer großen Falte sind (Hartmann), dafür fehlt in der Natur jeder Anhaltspunkt; ebensogut könnte man an Ueberschiebungen denken.

Gegen Westen scheinen sich die Hauptzüge der Tektonik in ähnlicher Weise fortzusetzen. Auch hier findet man eine tiefere, mit dem Quarzphyllit verbundene Serie (am Grafmarter mit Quarzit-Dolomitbrekzie nach Sander, allerdings ausnahmsweise auch mit Rhät), auf der am Mieslkopf eine höhere, stratigraphisch der Reckner-Serie vergleichbare Schuppe mit Serpentin aufliegt. Selbst bei Pfons könnte man noch im Quarzit und der Rauchwacke die Spur der Hippoldschuppe, im Serpentin und Malmschiefer die Reckner-Serie sehen.

Rückblickend können wir sagen, daß es zum mindesten zweifelhaft ist, ob die Reckner-Serie (*A* und *B*) irgendwo mit dem Quarzphyllit in primärem Verband steht.

Brechen wir die Betrachtung der Tarntaler Bildungen hier ab und wenden wir uns nunmehr der Tribulaungruppe zu.

---

5. Tribulaunstratigraphie.

Diese ist im allgemeinen viel einfacher als im Tarntaler Gebiet und hat überdies in den letzten Jahren durch Kerner und Sander noch eine wesentliche Klärung erfahren.

a) Trias.

Die Hauptmasse der Tribulaungesteine besteht bekanntlich aus Dolomit. Schon Pichler und nach ihm Frech haben hier auch basale Schichten abgetrennt („Karbon“, unterer Sailekalk) und Kerner

hat vor kurzem im Stubai eine ziemlich regelmäßige Schichtfolge bis zum Rhät festgestellt. Ich selbst traf am Wege von Fulpmes zur Schlickeralm, u. zw. in der Südflanke des Ampfersteins, in zwei Aufschlüssen folgende Profile:

1. Aufschluß (westlich der Abzweigung des Halsltals vom Schlickertal ist ein Steg über den Schlickerbach gelegt; knapp nördlich davon ist ein großer Anriß im Gehänge): Ueber 1. Biotit- und chloritreichen Stubaier Glimmerschiefer folgt zunächst: 2. ein weißer und grünlicher dichter Quarzit; er ist makroskopisch recht ähnlich dem Tarntaler Quarzit, bis auf Blätter von

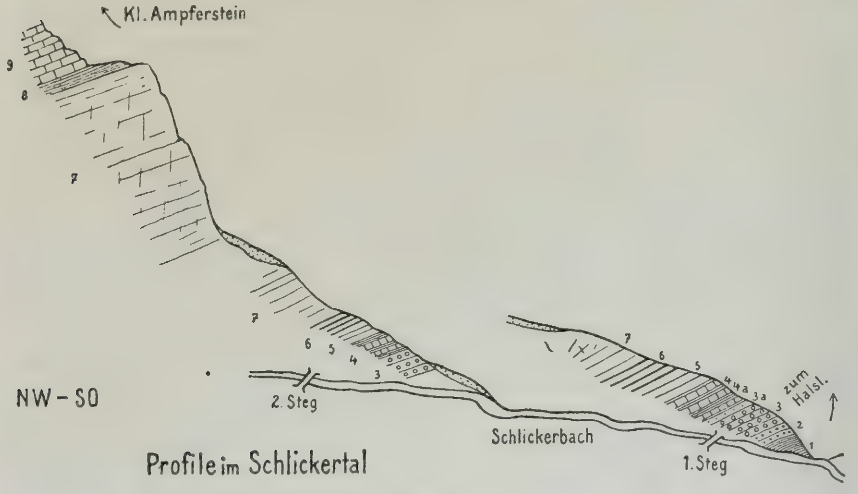


Fig. 3.

1 = Glimmerschiefer. — 2 = Quarzit. — 3 = Verrucano. — 4 = Muschelkalk (Schiefer). — 5 = Schwärzlicher Dolomit. — 6 = Bunter Dolomit. — 7 = Grauer Dolomit (rechts!), heller Dolomitmarmor der ladinischen Stufe (= Pfriemesdolomit) (links!) — 8 = Raibler Schichten. — 9 = Hauptdolomit.

Biotit, die jedoch auch im Verrucano und in den Raibler Schichten der Tribulaungruppe vorkommen. Darüber folgt 3. prächtiger Verrucano von dunkelgrüner Farbe mit großen weißen und roten Quarzen, klastisch eingemengt Muskovit und Biotit; bei flüchtigem Zusehen macht er daher leicht den Eindruck eines kristallinen Schiefers. Höher folgen ein paar Lagen von 3. *a)* „Buntsandstein", die ähnlich zusammengesetzt, nur feinkörniger sind, 4. dann ein schwarzer, bröckeliger Tonschiefer mit Zwischenlagen eines tiefbraunen, innen schwarzen mürben Dolomits. Darüber eine bunt gefärbte Serie von Dolomitmarmor: zunächst 5. gebankter schwarzer Dolomit, dann 6. dünnbankiger rötlicher, gelblicher und weißer Dolomitmarmor, zum Teil etwas brekziös und mit roten Adern durchzogen. Darüber liegt 7. sehr zerrütteter grauer, dickbankiger Dolomit, dessen Schichtung nicht sehr deutlich ist, darüber Schutt.

Der zweite Aufschluß liegt auf derselben Seite des Baches, bei dem nächsten, etwas weiter westlich befindlichen Anriß; hier trifft man über 3. Verrucano von ähnlicher Zusammensetzung dünne Bänke von 4. tiefbraunem mürbem und bröckeligem Dolomit mit Zwischenlagen von schwarzem Schiefer; Schiefer und Dolomit sind nicht selten noch mit Quarzkörnern untermischt. Darüber liegt 5. schwarzer, dann 6. gelber Dolomitmarmor mit spärlichen kalkigen Schieferzwischenlagen. Höher liegen 7. weiße, dünnbankige Dolomitmarmore, dann Schutt. Steigt man aber in dem benachbarten Graben gegen den Ampferstein in die Höhe, so bleibt man beständig in diesen Marmoren 7, die mitunter auch rötliche und gelbliche Farben annehmen und gegen oben dickschichtig bis klotzig werden. Sie enthalten zahlreiche evinospongien- und oolithähnliche Auswitterungen. An der oberen Grenze werden die Dolomite splitterig und grusig; auf der Terrasse von P. 1987 stellen sich darüber 8. schwarze Tonschiefer ein, die oberflächlich metallisch anlaufen, untermischt mit festen braunen Platten Sandsteine, die sich auf dem Bruch mitunter als weißer feiner Quarzit entpuppen, und schwarzen oolithischen Kalkmergeln. Ueber diesem Schieferniveau folgt 9. splitteriger wohlgeschichteter grauer Dolomit mit Gastropodendurchschnitten, welcher die Hänge gegen den kleinen Ampferstein aufbaut.

Die Deutung dieser Profile unterliegt keinem Zweifel. Das Schieferoolithband entspricht den von Sander in den Kalkkögeln und von Kerner in der Tribulaungruppe nachgewiesenen Raibler Schichten. Der darunterliegende helle Dolomit ist der „untere Tribulaundolomit“, Sanders Pfriemesdolomit, und entspricht im wesentlichen der ladinischen Stufe. Und was zwischen diesem und dem Verrucano-Buntsandstein liegt, kann daher in der Hauptsache nur Muschelkalk sein. In der Tat entsprechen die tonigen Schieferdolomite, besonders wo sie in charakteristischer Weise vermittels quarzreicher Lagen sich allmählich aus dem Buntsandstein entwickeln, auf das vollkommenste der dolomitischen Fazies des Bündner Muschelkalks, wie er in gewissen Teilen des Münstertals, bei Scanfs am Sass albo etc. auftritt.

Es liegt kein Grund vor, unseren Verrucano, der den typischen Ausbildungen anderer Lokalitäten durchaus gleicht, mit Frech als Karbon zu bezeichnen [1]). Schon die gelegentlich auftretende Buntsandsteinlage, welche einen allmählichen Uebergang in die Trias vermittelt, spricht dagegen. Ueberdies ist das echte Karbon auch lithologisch etwas unterschieden: es ist hier wie in mancher anderen Gegend (z. B. Manno) mürb und sieht im ganzen eher jünger aus als der Verrucano (vgl. darüber auch Kerner, Verhandl. Geol. R.-A. 1909, S. 264); das beruht wohl darauf, daß es quarzreicher und tonärmer als dieser ist, der sein metamorphes Aeußere eben der Umkristallisation des Tons zu Serizit verdankt (allerdings ist diese Erklärung für die quarzreichen und serizitarmen Tonschiefer des Karbons nicht ausreichend).

[1]) Vgl. auch Kerner, Verhandl. Geol. R.-A. 1915, S. 253.

In der Serlesgruppe hat Kerner außer den mehrfach durch Fossilien belegten Raibler Schichten auch Basisschichten von ähnlicher Beschaffenheit nachgewiesen (Verhandl. Geol. R.-A. 1915, S. 250, 254 und S. 257), zum Teil mit Enkrinitenstielen, an einer Stelle auch gelblichgrauen, mit Glimmer belegten Kalk (nicht Dolomit?). Noch im Sandestal (Tribulaungruppe) fand ich eine ähnliche basale Entwicklung, u. zw. in der großen Runse ein wenig südlich der Alp gegen das Kreuzjöchl hinauf: Die Basis bildet feinkörniger Biotitgneis, der gegen oben durch Aufnahme großer Quarzknauern ein verrucanoähnliches Aussehen einnimmt. Darüber dünne Bänke von weißem, gelblich anwitterndem, sehr feinkörnigem Quarzit mit Biotitblättchen. Gegen oben scheint er überzugehen in gelblich anwitternden, kieselig-quarzigen Dolomit von sehr geringer Mächtigkeit. Wegen dieser Verbindung möchte ich den Quarzit hier und im Schlickertal lieber der Trias zurechnen als dem Kristallin, wiewohl Kerner Wechsellagerung mit dem Kristallin erwähnt (Verhandl. Geol. R.-A. 1915, S. 225); diese könnte um so leichter tektonisch zu erklären sein, als ja in der Nähe kristalline Quetschschiefer (Chloritschiefer) sicher vorhanden sind. Eine Entscheidung dürfte übrigens die mikroskopische Untersuchung bringen[1]). Ueber dem Quarzdolomit folgt splitteriger heller Dolomit[2]), der überlagert wird von schwarzen Raibler Tonschiefern, schwärzlich und bräunlich verwitternden dünnbankigen Dolomiten mit bräunlichgrünen serizitischen Häuten und Ueberzügen und von rötlichgelblichen und schwärzlichen Dolomitmarmoren. Sehr auffallend ist das Vorkommen von mitunter quergestelltem Biotit im Schiefer. Ein Rollstück unter dem Gschnitzer Tribulaun besteht aus einem festen schwärzlichgrünen Schiefer mit auffallend großen Biotittafeln, der verdächtig einem Eruptivgestein ähnlich sieht; eine mikroskopische Untersuchung wäre sehr wünschenswert. Die basalen, splitterigen, etwas marmorisierten Dolomite heben sich überall gut von dem oberen, wohlgeschichteten grauen Dolomit ab.

Unter diesen Umständen kann man auch in der Tribulaungruppe eine stellenweise Vertretung der basalen Schichten erwarten. Nach Frechs Beschreibung ist der untere Dolomit und die Raibler Schichten sogar noch auf der Gschleyerwand vorhanden.

Von größtem Interesse sind die Profile, welche Sander von der Nordseite der Kalkkögel beschrieben hat. Schon Pichlers und Waitz' Daonellenfunde in den basalen Kalken der Saile machen hier die Vertretung der ladinischen Stufe höchstwahrscheinlich. Sander zweifelt noch daran infolge der großen Aehnlichkeit dieser Schichten mit Tarntaler und Radstädter Rhät. Doch sind petrographische Analogien allein vieldeutig; die Entscheidung bringt hier der Verband mit anderen Gesteinen und da machte mir eine genaue Untersuchung dieses Profils die Altersdeutung fast zur Gewißheit (Fig. 4). Ich fand am Wege von der Mutterer Alm zur Pfriemeswand über dem

[1]) Möglich wäre bei der Lagerung ähnlicher Quarzite unter dem Verrucano (vgl. Profil des Schlickertales) auch eine Zuweisung zum Karbon, wie das ja auch für den Radstädter Quarzit von Kober vermutet wird, entsprechend dem Plattlquarzit des steirischen Karbons.

[2]) Ein Rollstück desselben zeigt deutliche Diploporendurchschnitte.

flach nordfallenden Glimmerschiefer (1) zunächst in der Gegend der Alm eine große Verrollung. An der Waldgrenze trifft man dann einen kleinen anstehenden (rot markierten) Felsen, der aus 4. blauschwarzem, weißem und rötlichem Bänderkalk besteht; er gleicht vollkommen dem Muschelkalk des Engadins („Scarlschichten") oder dem von Mauls. Zum Ueberfluß findet man noch Ueberzüge von Hornstein und jene feinen Hornsteinknötchen, wie im Reiflinger Kalk von Niederösterreich. Höher folgen 5. schwarze, plattige, etwas mergelige Kalke, die dem Guttensteiner Kalk sehr ähnlich, nur etwas mergeliger sind. Sie wechseln schon hier mit vereinzelten Lagen von schwarzen, weiß ausbleichenden Tonschiefern; gegen oben 6. entwickeln sich schwarze, seltener rötliche Kalke und Mergelschiefer, mitunter Crinoiden führend, die dem Muschelkalk des Engadins wieder sehr

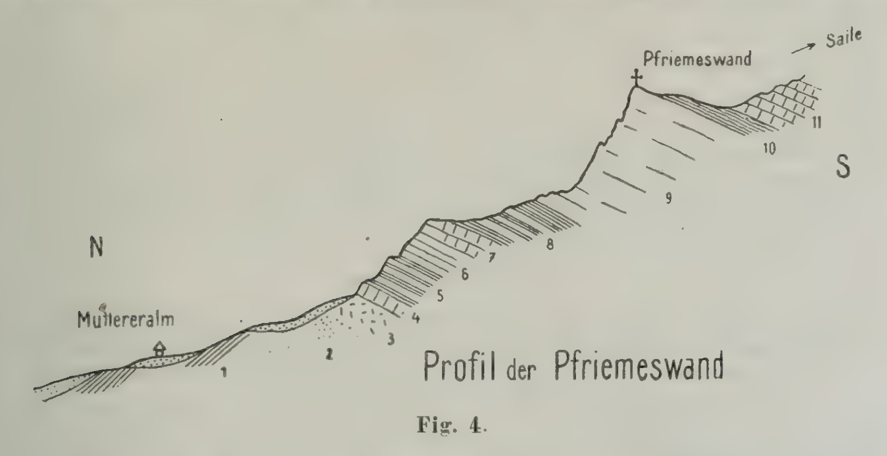


Fig. 4.

1 = Glimmerschiefer. — 2 = Buntsandstein. — 3 = Muschelkalk-Dolomit. — 4 = Bänderkalke. — 5 = Schwarze Plattenkalke und Tonschiefer. — 6 = Kalkschiefer. — 7 = Heller Kalk. — 8 = Tonschiefer und Plattenkalk. — 9 = Pfriemesdolomit. — 10 = Raibler Schichten. — 11 = Hauptdolomit.

gleichen. Eine mächtige Bank von 7. hellgrauen oder rötlichen Kalken schließt gegen oben ab; sie gleicht gewissen massigen hellen „Wetterstein"-Typen des niederösterreichischen Bezirkes. Darüber folgen 8. neuerdings schwarze Tonschiefer mit eingelagerten Mergelkalkbänken, die viele Aehnlichkeit mit den Partnachschiefern besitzen; hier wurden die Daonellen gefunden. Von den härteren, etwas serizitischen Raibler Schiefern unterscheiden sie sich durch ihre Bröckligkeit. Darüber 9. der Pfriemesdolomit, die Raibler Schichten (10) und der Hauptdolomit (11).

Gleichsam als Bestätigung für das Muschelkalkalter dieser Schichten trifft man im Schutt zwischen der tiefsten Kalkbank und dem Glimmerschiefer zwei übereinander liegende Zonen von Rollstücken, die also gewiß das hier anstehende Gestein wiederspiegeln. Die höhere zeigt einen schwarzen bröckeligen Dolomit (3), der oft ebenso tiefbraun anwittert wie im Schlickertal und nicht selten auch

innen vererzt ist. Die tiefere Zone besteht aus unverkennbarem Buntsandstein (2), nämlich einem braun verwitternden, sonst weißen feinen Quarzit, der mitunter auch grünlich wird und größere Quarzgerölle einschließt. Die ähnlichen Basalschichten hat auch Sander vom nahen Hochtenn beschrieben (Verhandl. Geol. R.-A. 1915, S. 146). In diesem Profile liegen die Raibler Schichten fast direkt auf den kalkig-schieferigen Bildungen der Basis, welche offenbar den Pfriemesdolomit vollständig ersetzen, ähnlich wie in der Arlbergfazies der Nordalpen. Am Burgstall wird der Dolomit nach Sander gegen oben zu weißer, wettersteinähnlicher Kalk[1]); die darüberliegenden Raibler Schichten enthalten rötlichen Kalk und Dolomitbrekzien nach Art der Bündner Fazies.

Halten wir das alles zusammen, so entfällt jeder Anlaß, die basalen Schichten der Kalkkögel als Rhät zu bezeichnen. Wir treffen vielmehr in allen angeführten Profilen ganz übereinstimmend die Schichtfolge: weißer Quarzit, Verrucano, Buntsandstein, Dolomit und höhere kalkig-schieferige Bildungen des Muschelkalks, die zum Teil noch die ladinische Stufe vertreten, Wettersteinkalk und Dolomit, Raibler Schichten, Hauptdolomit. Die Gliederung Pichlers erfährt damit gegenüber den Versuchen von Stache und Frech eine glänzende Bestätigung.

b) Rhät-Jura.

Weniger geklärt sind die jüngeren Bildungen der Tribulaungruppe. Durch Fossilien nachgewiesen ist Rhät (Pichler) und Lias (Frech); Sander deutet auch das Vorkommen von Liasbrekzie an.

Die Gesteinsfolge des Rhät ist ungemein mannigfach. An der Basis liegen manchmal (Hutzl) rötlichgraue Kalke mit roten und grünen Tonschiefern, die mit grünlichbraunem Dolomit nach Art des Bündner „Grenzniveaus" wechsellagern. Dann trifft man schwarze, dickbankige, oft hell anwitternde und dann etwas dolomitische Kalkbänke vom Aussehen des „oberen Dachsteinkalkes"; schwarze, dünnplattige Kalke und Kalkschiefer, weiße, grünliche, gelbliche, rötliche Kalkschiefer, zum Teil Fuchsit führend; ferner verschiedenfarbige Tonschiefer, auffallenderweise auch bräunlich-grünliche und weißliche quarzitische Lagen, Kieselschiefer von grünlicher und rötlicher Farbe. Die Tonschiefer werden oft leicht phyllitisch und ich bin nicht ganz sicher, ob außerdem noch alte Phyllite vorhanden sind (Kerner), denn ich habe im Padastertal und bei der Trunaalpe weder im Anstehenden noch im Schutt solche gesehen und die von Kerner beschriebenen Diskordanzen wären auch als Differentialbewegungen denkbar. Ich will damit das Vorhandensein von Verkeilungserscheinungen keineswegs bestreiten, denn gewisse Phyllitbänder sind ja durch Grünschiefer-Zwischenlagen (Kerner, Jahrb. Geol. R.-A. 1911, S. 422) sichergestellt und auch der Karbonkeil des Kalbenjochs ist ein Einschub[2]).

[1]) Nach Sander, Exkursionsführer durch die Tauern, 1913, S. 43, kommen in großoolithischen Kalken Chemnitzien und *Gyroporella pauciforata* vor.

[2]) Vielleicht ist ein schwarzes, grauwackenartiges Gestein, das östlich unter dem Gipfel der Schneiderspitz in die Kalkschiefer eingefaltet ist, ebenfalls

Von diesen zum Teil noch fraglichen Störungen abgesehen, gliedert sich, das Rhät nach Frech im allgemeinen folgendermaßen (Gebirgsbau des Brenner, S. 18, 19 und 43):

1. unterer Glimmerkalk und Pyritschiefer;
2. weißer klotziger Kalk uud Dolomit;
3. oberer Glimmerkalk und Pyritschiefer;
4. oberer weißer Kalk;
5. Lias (Hutzl).

Nach meinen Beobachtungen erscheint es durchaus zweifelhaft, ob hier eine einheitliche Folge vorliegt, denn ich habe mehrfach kleine liegende Falten gefunden, z. B. am Südgrat der Wasenwand, am Südgrat der Schneiderspitze, am Hutzl selbst (siehe später). Am Hutzl muß ich demnach den Dolomit, der Rhät und Lias bedeckt, für eine tektonische Wiederholung auffassen.



Fig. 5.

Liegende Falte von norisch-rhätischem Grenzniveau über Rhät und Lias am Hutzl. Von Süden gesehen.

Unter diesen Umständen entsteht das Bedürfnis nach einer durchgreifenden Revision dieser ganzen Schichtgruppe. Die dolomitischen und klotzigen, oft nur durch Salzsäure vom Hauptdolomit zu unterscheidenden Kalke mit den sie begleitenden Kalkschiefern scheinen das tiefste Glied (Rhät) zu bilden. Da außer dem leicht erkennbaren Adnether Kalk des Hutzl nur an der Serles von Pichler rhätische Fossilien gefunden wurden (ich selbst habe am Hutzl südlich der kleinen, durch eine Stirn gekennzeichneten Deckscholle (vgl. Skizze 5) eine schwarze Kalk-Lumachelle gefunden, die sehr nach Rhät aussieht, so ist zum mindesten die Frage erlaubt, ob nicht in den verschiedenfarbigen Kalk-, Tonschiefern und Quarziten noch höhere Glieder des Jura verborgen sind. Genannte Bildungen haben oft eine bemerkenswerte Aehnlichkeit mit dem oberen Jura des Tarntaler Gebietes. Nur sehr genaue Studien, welche die Kleintektonik berücksichtigen, können hier in Ermanglung von Fossilfunden vielleicht eine Klärung bringen [1]).

---

zum Carbon zu stellen? Ich fand es auch zwischen den Kalken an der Basis der Kalbenjochscholle, etwa in der westlichen Fortsetzung des Carbonkeils.

[1]) Sowohl Heritsch (Referat über neuere Fortschritte in den Zentralalpen westlich des Brenner, Geologische Rundschau, 10/12, Tabelle) als Sander (Führer durch Tauern und Graubünden 1913, S. 50) vermuten im Tribulaun das Vorhandensein von Jura.

Tribulaun- und Tarntalergebiet haben also vielleicht einen ähnlichen Jura; die Brekzien, Sandsteine und echten Radiolarite des Tarntaler Gebietes fehlen freilich dem Tribulaun. Außerdem haben beide gemein den dunklen Rhätkalk, während sich der Lias hüben und drüben merklich unterscheidet. Der Hauptdolomit ist beiderseits ähnlich, auch die Raibler; nur herrschen im Tribulaun die Schiefer, im Tarntaler Abschnitt die Brekzien vor. Gips und Rauchwacken des letzteren Gebietes sind dem ersteren fremd. Die tiefere Trias fehlt den Tarntalern vorläufig, dagegen ist die Dolomit-Quarzitbrekzie dem Tribulaun unbekannt; die basalen Rauchwacken fehlen dem Tribulaun; ein dem Tarntaler Quarzit vergleichbares Gebilde scheint dagegen im Tribulanu vorzukommen, freilich unter dem Verrucano. Die Metamorphose des Tribulaun ist stellenweise größer als bei den Tarntaler Bildungen (Rhät) und besonders auch bei den marmorisierten ladinischen Dolomiten auffallend; andere Bildungen (Raibler Muschelkalk) sind von ihr fast ganz verschont geblieben.

---

6. Karbon und Eisendolomit.

Noch ein weiteres Gestein haben beide Gebiete gemeinsam: den sogenannten Eisendolomit. Das ist in seiner typischen Form ein rotbraun anwitternder, innen spätigweißer Dolomit. Wo er jedoch innen dicht und grau wird oder gar noch die braune Verwitterungsfarbe verliert (z. B. Punkt 1428 am Weg von Steinach zum Nößlacherjoch), dann wird er dem Triasdolomit äußerst ähnlich (vgl. Sander, Verhandl. Geol. R.-A. 1911, S. 8 und Hartmann, S. 231). Die Vererzung ist eben ein sekundärer Charakter (wie auch Hartmann hervorhob), die sehr verschieden alte Gesteine ergreifen kann; sie springt auch gelegentlich in die Tarntaler Dolomite über (z. B. in den zerrissenen Dolomitlinsen innerhalb der Jura-Kalkschiefer in den Quetschzonen unter der Geierspitze; man vergleiche ferner den Erzreichtum im Engadiner Muschelkalk [z. B. Mot Tavru] und im Raibler „Eisendolomit" des Ortler; anderseits sei darauf verwiesen, daß am Roßkofel in den Karnischen Alpen grauer Trias- und Devondolomit zusammenstoßen, ohne daß es bisher gelang, eine Grenze zwischen beiden zu ziehen). Der Eisendolomit ist mitunter von schwärzlichen und gelblichen Kalkschiefern begleitet (Hennersteigen, Eggerberg), die auf den ersten Blick mit Tarntaler Jura oder gar Kalkphyllit verwechselt werden können. Trotz dieser petrographischen Aehnlichkeiten ist der Eisendolomit so eng an den Quarzphyllit gebunden, daß er auch stratigraphisch diesem zugesprochen werden muß; er scheint der oberen Grenze des Quarzphyllits zu folgen, denn er hält sich konstant in der Nähe der jüngeren Auflagerungen (Karbon bis Mesozoikum), ohne doch irgendwo mit diesen zu verschmelzen. Es erhebt sich im Anschluß daran die Frage, wo seine Fortsetzung nördlich der Tarntaler Triaszone zu suchen ist. Es sind da zwei Möglichkeiten denkbar: entweder er hebt gegen Norden in Form von südwärts überfalteten Mulden aus oder er taucht im Gegenteil gegen

Norden in die Tiefe. In letzterem Falle würde er von den älteren Glimmerschiefern des Zuges Patscherkofel—Rosenjoch überfaltet. Es wäre dann nicht ausgeschlossen, seine Aequivalente nördlich dieses Glimmerschieferzuges in den Quarzphyllitmarmoren am Südrande des Inntales zu sehen, die anscheinend wieder eine verhältnismäßig hohe Lage im Quarzphyllit einnehmen. (Auch im Kellerjochgebiet halten sie nach Ohnesorge[1]) diese Lage ein.) Zugunsten dieser Vermutung würde sprechen, daß der Eisendolomit nach Hartmann sehr häufig auch als Eisenkalk zu bezeichnen ist, während anderseits nach Rothpletz (Querschnitt S. 144) in den Quarzphyllitmarmoren des Wattentals Kupfer- und Eisenbergbau umging.

Von einer gewissen Bedeutung ist in diesem Zusammenhang auch der Vergleich des Innsbrucker Quarzphyllits mit dem des Ortler. Beide zeigen — auch hinsichtlich der Grünschiefer- und Marmoreinlagerungen — eine vollständige Uebereinstimmung. Und die Marmore des Ortler enthalten stellenweise (z. B. in den Hinteren Wandeln südlich des Butzentales (Martell) eisenreiche Varietäten, die das vollständige Abbild gewisser Brenner Eisenkalke und Dolomite sind[2]).

Der Eisendolomit wurde mit den begleitenden Phylliten von F. E. Sueß als Karbon bezeichnet. Sein Verhältnis zum pflanzenführenden Karbon des Nößlacher Joches ist daher von besonderem Interesse: Das Karbon besteht aus Quarzkonglomerat (nur selten mit Einschlüssen eines sonst unbekannten Kalkes, vgl. Kerner, Verhandl. Geol. R.-A. 1897, S. 366—367) und aus dunklen, sandig-kohligen Phyllitschiefern. Letztere sind durch ihre deutlich klastisch-tonige Natur vom Quarzphyllit leicht zu unterscheiden. In der Tat enthält das Karbonkonglomerat als Bindemittel feinst zerriebenen Phyllit (auch Kerner spricht von „Quarzphyllitsplittern", Verhandl. Geol. R.-A. 1915, S. 253). Der mit dem Quarzphyllit engstens verbundene Eisendolomit ist seinerseits auch nirgends mit dem Karbon vermischt, sondern scheint meist die Basis des letzteren zu bilden. Es liegt somit kein Grund vor, Eisendolomit und umgebenden Quarzphyllit als Karbon zu bezeichnen[3]). Zum mindesten ist der Quarzphyllit mit

[1]) Verhandl. d. Geol R.-A. 1908, S. 119 u. f.

[2]) Allerdings scheint er im Ortler ein tieferes Niveau im Quarzphyllit einzuhalten. Doch ist die Frage noch nicht gelöst, wie weit im Brenner Gebiet der Eisendolomit durch vortriadische Transgression von seinem Hangenden befreit worden ist. Das ist mit der Frage gleichbedeutend, ob die zahlreichen Diskordanzen an der Triasbasis ganz oder wenigstens teilweise stratigraphisch zu deuten sind. Solche Diskordanzen sieht man sehr deutlich in der Knappenkuchel (Navis) (Trias über Quarzphyllit + Eisendolomit. Eine Querverschiebung zwischen Quarzphyllit und Kalkphyllit [Hartmann] erscheint mir hier schon wegen des Fehlens jeder Anzeichen dafür weiter im Norden überflüssig. Es könnten ganz gut die Faltenzüge des Quarzphyllits jenen des Kalkphyllits entsprechen, wobei ersterer die Mulden des letzteren füllen könnte.) Auch in der Tribulaungruppe liegt die Trias deutlich diskordant, z. B. am Pinnisjoch oder südlich der Garklerin (hier liegt flache Trias über ziemlich steil NO fallendem Gneis, dem ein Lager von Granitgneis eingeschaltet ist, das an der Ueberlagerungsfläche abschneidet). In den beiden letzteren Fällen fehlt an der Basis der Trias nicht nur das Karbon, sondern der ganze Quarzphyllit!

[3]) Daß eine dem obersteirischen Karbon analoge Serie in die Tarntaler Köpfe eintritt (Kober, Sitzungsber. 1912, Tauernfenster, S. 27), ist eine grundlose Behauptung.

seinen Einlagerungen älter als die untere Ottweiler, eventuell obere Saarbrückner Stufe, welcher nach Frech (1905, S. 15) das Nößlacher Karbon zufällt. Eine ähnliche reinliche Scheidung zwischen Quarzphyllit und Karbon, bestätigt durch Fragmente des ersteren in den Konglomeraten des letzteren, scheint auch in Manno und am Semmering vorzuliegen, vielleicht auch auf der Stangalpe (?). Damit scheint meine ursprüngliche Vermutung (Engadiner Monographie) widerlegt, daß der Quarzphyllit oberkarbonisches Alter besitze. Es bliebe zwar noch unterkarbonisches Alter für ihn frei. Erweiterte Studien im Ortlergebiet haben jedoch die von Hammer längst aufgestellte Behauptung durchaus bestätigt, daß der Quarzphyllit in der Laaser-Pejo-Region durch Vermittlung von glimmerschieferähnlichen Typen untrennbar mit den liegenden Phyllitgneisen verbunden ist. Er gehört also zu derselben jedenfalls sehr alten stratigraphischen Gruppe wie die Gneise des Vintschgaus etc.

7. Zentralalpine Fazies.

Werfen wir nun zusammenfassend einen Blick auf die Faziesentwicklung des Mesozoikums zu beiden Seiten des Brenner, unter Benützung der auf Tafel XI stehenden Tabelle. Die untere Tarntaler (Hippold-) Entwicklung hat gewisse lepontinische Züge [1]), eignet sich aber wegen ihrer noch unsicheren Stratigraphie sonst wenig zu Vergleichen. Dagegen hat die Tribulaun- und die obere Tarntaler (Reckner-) Entwicklung ausgesprochen ostalpinen Charakter. Sehr nahe verwandt erscheinen die Bildungen der Bündner Provinz, bzw. der eng angegliederten Scanfser Uebergangsregion. Solche Engadiner Züge weisen auf: Verrucano, Buntsandstein, dolomitischer Muschelkalk [2]), bzw. rote Scarlschichten, dolomitische Entwicklung der ladinischen Stufe, die gelben Schieferdolomite und Brekzien und (?) Tuffe (Sandestal) der Raibler Schichten, Grenzniveau des Hauptdolomitrhät, rötliches Rhät, schwarze Liasbrekzie, dolomitische Malmbrekzie, Fehlen des Dogger.

Unterschiede liegen in dem Fehlen des typischen Schlinigdolomits im Muschelkalk, in dem massigen, mitunter kalkigen, evinospongienreichen Wetterstein, dem Fehlen der bunten Schiefer und der Eruptivgesteine in der Raibler Serie, dem hellen und fossilarmen Hauptdolomit, dem so bunt zusammengesetzten Tribulaunrhät (wenn es solches wirklich ist!), dem Zurücktreten des roten Lias und den Serizitquarziten und Sandsteinen des Jura (die allerdings in der Scanfser Entwicklung Analogien haben.

[1]) Schmächtige Trias, Fehlen des Rhätlias, vielleicht Ersatz durch die quarzitische Dolomitbrekzie, Fehlen eines grobklastischen echten Verrucano.

[2]) Es ist von Interesse, daß die braune Färbung im Tribulaun weniger an eine bestimmte Schicht, als an die Basis des triadischen Blockes gebunden zu sein scheint (Kerner, Verhandl. Geol. R.-A. 1915, S. 257), geradeso wie auch im Engadin (Muschelkalk-Verrucano oder Raibler Eisendolomit des Ortler).

Die Radiolarite und dichten Kalke des Malm finden sich in zahlreichen Faziesbezirken der Alpen; der Serpentin erinnert an die piemontesische Region.

Daneben sind aber zweifellos auffallende Anklänge an die benachbarten Nordalpen vorhanden, die um so bedeutsamer sind, als ja beide Gebiete auch topographisch benachbart sind [1]). Das gilt schon für die Reckner-Serie — von den indifferenten Malmgesteinen abgesehen —, wofür die allgäuähnlichen Liasschiefer, ein Teil des Rhäts die helle Farbe des Hauptdolomits, die Schiefer und Sandsteine der Raibler Schichten anzuführen sind; im Malm läßt sich die Brekzie mit jener des Sonnwendjoches vergleichen, der Serpentin mit dem grünen Gestein von Ehrwald. Viel größer noch ist die Aehnlichkeit in der Tribulaunentwicklung: hier wie in den nahen Nordalpen sind die Werfener Schiefer durch Sandstein ersetzt. In der Innsbrucker Gegend tritt im Muschelkalk vielfach brauner Dolomit auf (allerdings nicht so tonig und wohlgeschichtet). Die schwarzen Hornstein- und Plattenkalke der Saile entsprechen teils dem Guttensteiner (= Reichenhaller) und Reiflinger Kalk der Nordalpen, teils haben sie, in ihren weißen und rötlichen Varietäten, zum Kalk des nahen Kerschbuchhofes (auch den hellen und roten Varietäten des Muschelkalkes in Niederösterreich!) Beziehungen. Die schwarzen Schiefer und Mergel gleichen den Partnachschiefern [2]); der weiße klotzige Pfriemesdolomit verbindet Eigenschaften des Wettersteindolomits und -kalkes und auch der letztere findet seine Vertretung in den weißen Kalken des Burgstall (nach Sander); wo die ganze ladinische Serie schiefrig-kalkig entwickelt ist, kann man sie mit der Arlbergfazies vergleichen. Auch die hellere Farbe des Hauptdolomits ist in den Nordalpen wiederzufinden, desgleichen die schwarzen Kalke und Schiefer des Rhät, bzw. die weißen klotzigen Bänke, die dem „oberen Dachsteinkalk" ähnlich werden, dann die Raibler Schiefer, Sandsteine und Oolithe und die roten Adneter Kalke [3]). Trotz dieser Aehnlichkeiten ist, wie schon lange bekannt, der Gesamtcharakter der Brennertrias von jenem der Nordalpen doch ganz deutlich verschieden — auch von der Metamorphose abgesehen — eben kraft der früher angeführten Bündner Aehnlichkeiten. Sie bildet demgemäß eben eine Art Zwischenglied zwischen Bündner und nordalpiner Fazies [4]), ganz ähnlich, wie sich die Bündner Fazies in der nördlich vorgeschobenen Ducangruppe durch die Anhäufung der Hornsteine im Muschelkalk und die Reduktion des Wettersteins auf

[1]) Ueber Beziehungen zwischen beiden vgl. auch Sander, Referat, Verhandl. d. Geol. R.-A., 1913, S. 260.

[2]) Eine ähnliche Verbindung von dunklem Kalk und Mergelschiefer des Muschelkalk-Partnachniveaus kommt in der benachbarten Thaurer Klamm vor.

[3]) Wie weit der den Zentralalpen nahegerückte Gaisberg bei Kirchberg sich dem Brennermesozoikum nähert, ist mir noch nicht genügend klar, bemerkenswert ist das Vorhandensein eines ungebankten ladinischen Dolomits, den man aber vielleicht auch mit dem Ramsaudolomit vergleichen könnte.

[4]) Ob nicht der nördlichste Teil des Wipptales (Kalkkögel) größere Analogie zu den Nordalpen aufweist als der südliche, ist noch nicht genügend durchsichtig; sollte sich das als zutreffend herausstellen, so würde das den oben entwickelten Gesichtspunkt noch wesentlich stützen.

Kosten des Muschelkalks dem benachbarten Rhätikon nähert. Anderseits vermittelt die Scanfser Uebergangsregion zwischen Bündner und der angrenzenden lepontinischen Fazies und die Bündner Fazies hat wieder durch Vermittlung des Canavese enge Beziehungen zur lombardischen Fazies. Trotz dieser engen Beziehung zu allen topographisch nahegelegenen Faziesbezirken haben doch die beiden großen innerhalb der ostalpinen Zentralzone gelegenen Mesozoikumreste, nämlich Bündner Fazies und Brennertrias, unleugbar soviel gemeinsame Züge, daß man sie zu einer Einheit zusammenfassen kann oder muß. Auch Mauls schließt sich der Bündner Fazies an, durch den Diploporendolomit der ladinischen Stufe, die typischen roten Scarlschichten des Muschelkalks, durch den echten Bündner Buntsandstein [1]). Wie weit Penserjoch und Kalkstein sich hier anschließen, vermag ich noch nicht zu beurteilen, anscheinend ist aber der Diploporendolomit der ladinischen Stufe hier entwickelt; ebenso in den Radstätter Tauern [2]). Auch der Drauzug dürfte sich nah anschließen und die südlichste Zone der Nordalpen (Inntal) dürfte sich vielleicht auch als besonders nah verwandt herausstellen. Die gemeinsamen Züge dieser zentralalpinen Bildungen bestehen in Verrucano, sandiger statt schiefriger skythischer Stufe, dolomitischem Muschelkalk und Scarlschichten, Dolomit der ladinischen Stufe, Brekzien und gelben Schieferdolomiten der Raibler Schichten, kalkig-dolomitischen Uebergangsschichten (bzw. Wechsel beider) an der norisch-rhätischen Grenze. Fehlen des Dogger.

---

[1]) Ich empfinde kein Bedürfnis, die durch typischen Buntsandstein mit Verrucano verbundenen roten Kalke mit Kober (Sitzungsber. 1912, östl. Tauernfenster, S. 22) als Jura statt Muschelkalk zu bezeichnen. Uebrigens deutet auch Termier die Schichtfolge als normalen Uebergang vom Verrucano zur Trias (Bull. soc. géol. Fr. 1903, S. 747).

[2]) Ich kann über dieses Gebiet, das ich selbst zu wenig kenne, nur Vermutungen äußern. Mir erscheint es seit jeher fraglich, ob nicht ein Teil der rötlichen Bänderkalke zum Muschelkalk (Scarlschichten) gehört, eventuell auch ein Teil der Pyritschiefer. (Aehnliche Zweifel bei Sander, Verhandl. d. Geol. R.-A. 1916, S. 226, 228.) Ebenso halte ich es nicht für ausgeschlossen, daß letztere zum Teil den Raibler Schichten zufallen, zumal wo sie braune schiefrige Sandsteine führen (Uhlig, 1908, S. 7) und wo sie kieselig-schiefrig entwickelt sind (Uhlig), im Gegensatz zu der kalkig-schiefrigen Entwicklung. Mag sein, daß die Schwarzeckbrekzien, welche zum Teil (Uhlig, S. 8) den Eisendolomit des Pyritschiefers begleiten, den Raibler Brekzien entsprechen (zum anderen Teil vielleicht einer Jurabrekzie?). Damit will ich nicht im entferntesten das (ungefähr) rhätische Alter der Hauptmasse der Pyritschiefer bezweifeln; in der wiederholten Einschaltung von Dolomitbänken (Uhlig, S. 7 und 8) mit grünlichen Dolomitschiefern kann man ja das Engadiner „Grenzniveau" sehr gut wiedererkennen. — Ebensowenig will ich den tektonischen Charakter der Schwarzeckbrekzie bezweifeln, kann aber anderseits die Frage nicht unterdrücken, ob nicht ein stratigraphisches Substrat zugrunde liegt; dafür spricht das ausnahmslos kalkige Zement (Uhlig, S. 21); eine derartige Gleichartigkeit wäre bei einer rein tektonischen Bildung sehr auffallend. (Aehnliche Zweifel bei Sander, Verhandl. d. Geol. R.-A. 1916, S. 226, 228.) — Der Lantschfeld Quarzit scheint, namentlich in seinen konglomeratischen Partien, dem Tarntaler Quarzit sehr nahezustehen. Ob die von Seemann entdeckten Kristallin-Quarzit-Brekzien (Uhlig) wirklich tektonisch sind oder vielleicht einer groben Verrucano-Basalbrekzie entsprechen, vermag ich nicht zu entscheiden. Wie bereits erwähnt, sind das alles nur Vermutungen, die erst durch weitere Studien verifiziert werden könnten.

So kann man also die Bündner Fazies erweitern zu einer zentralalpinen Fazies (ostalpiner, nicht lepontinisch-piemontesischer Zugehörigkeit!), die durch gewisse, überall vorhandene stratigraphische Bande charakterisiert ist[1]), aber naturgemäß in kleinere Unterabschnitte zerfällt, deren jeder seine lokale Färbung hat und sich je nach seiner topographischen Lage enger den benachbarten nordalpinen, südalpinen oder lepontinischen Gebieten anschließt.

Auf Grund dieser Erkenntnis vom ausgesprochen ostalpinen Charakter des Tribulaun und zum mindesten des oberen Tarntaler (— Reckner)-Mesozoikums wollen wir nun die tektonische Stellung dieser Vorkommnisse diskutieren.

---

8. Tektonische Zugehörigkeit des Brenner Mesozoikums.

Es wurde bisher mehrfach vermutet oder behauptet (E. F. Sueß, Hartmann, Sander), daß die (untere) Tarntaler Serie über die Grenze von Quarz- und Kalkphyllit transgrediere. Hartmann gibt an, daß die Rauchwacken in der Nähe des Phyllits Brocken davonführen (Latterer Alp). Die Beschränkung dieser Brocken auf die Kontaktstellen scheint mir eher gegen eine Transgression zu sprechen, denn bei einer solchen müßten die aufgearbeiteten Brocken wenigstens ein paar Kilometer weit verschleppt worden sein. Wir kennen diese Lokalisation der Bruchstücke auf die Kontaktfläche bei tektonischen Kontakten sehr gut aus dem Engadin (V. Muranza, Furkeltal und Kleinboden bei Trafoi, Ortlerbasis bei Sulden, Schaubachhütte!). Das Fehlen eines Phyllit-Mylonits (Hartmann, S. 238) ist kein Gegenbeweis; denn so dünnschiefrige Gesteine werden im normalen Falle höchstens Diaphtorite liefern können und diese lassen sich bei phyllitischem Ausgangsmaterial mangels einer entsprechenden mineralogischen Veränderung kaum nachweisen.

Was das Verhältnis des Mesozoikums zum Quarzphyllit betrifft, so ist eine Berührung der Reckner Serie mit diesem, wie früher ausgeführt, fraglich. Die Hippold-Serie liegt größtenteils mit Quarzit und Rauchwacke (auch ? Raibler Dolomit, könnte auch Muschelkalk sein!) dem Phyllit auf. An einer ursprünglichen Transgression zu zweifeln, besteht kein Anlaß[2]). Im Süden findet man jedoch vielfach den Jura mit seinem Konglomerat direkt dem Quarzphyllit aufliegen. Doch erklärt sich das nicht dadurch, daß der Jura sich von oben her durch die älteren Schichten „durchfrißt"[3]); vielmehr verschwindet gegen Süden allmählich der Quarzit und die Rauchwacke, dann der Dolomit, schließlich auch verschiedene Juraglieder, alle von unten her, so daß nacheinander fast alle Glieder der Schichtfolge mit dem Quarzphyllit zur Berührung kommen. Das spricht gegen eine Transgression der höheren

---

[1]) Die also durchaus nicht, wie Frech (Brenner, 1905, S. 46) meint, nordalpine Züge aufweisen!

[2]) Auch Termier nimmt eine solche an.

[3]) Vgl. auch das Kapitel 3 über Transgressionen.

Schichtglieder auf dem Quarzphyllit und für tektonische Reduktion der basalen Triasglieder. Gleichzeitig mit der Trias verdünnt sich auch der Quarzphyllit gegen Süden. Da aber der an die obere Grenze des Quarzphyllits (zum mindesten an ein konstantes Niveau) gebundene Eisendolomit dabei erhalten bleibt (Knappenkuchel!), so muß man schließen, daß die Reduktion hauptsächlich die unteren Schichten des Quarzphyllits — gegen den Kalkphyllit hin — ergreift. Wo schließlich der gesamte Quarzphyllit tektonisch unterdrückt wird, da kommen schließlich die Tarntaler Gebilde mit dem Kalkphyllit zur Berührung. Das ist im Prinzip eine ähnliche Deutung, wie sie schon Termier (Bull. soc. geol. Fr. 1903, S. 737) ausgesprochen hat (nur daß Termier eine Verbindung dieser Trias mit dem Quarzphyllit nicht annimmt). Das schließt allerdings aus, daß Quarz- und Kalkphyllit, wie Sander und Hartmann behaupten, ohne jede Grenze ineinander übergehen. Im Tarntaler Gebiet und auch bei Sterzing glaube ich beide ganz gut unterscheiden zu können; der Quarzphyllit ist immer stark metamorph, der Glimmer muskovitischer; der Kalkphyllit hat mehr fuchsitischen Glimmer, weniger Quarzlagen und fast immer die braune ankeritische Punktierung und ist immer mürber, zerreiblicher. Was Sander Quarzphyllit nennt, ist hier gut vom Quarzphyllit unterscheidbarer Tonschiefer des Tarntaler Jura oder des Kalkphyllits. (Derselben Ansicht ist Hartmann, S. 385.) Die von Hartmann beschriebene Wechsellagerung von Quarz- und Kalkphyllit (Knappenkuchel z. B.) ließe sich auch tektonisch deuten. Ich muß daher vorläufig die Transgression der Tarntaler Serie über Quarz- und Kalkphyllit als unwahrscheinlich ablehnen und kann nur die Verbindung der Hippold-Serie mit dem Quarzphyllit als stratigraphisch ansehen. Daß der Quarzphyllit ostalpin ist, kann ebenfalls nicht bezweifelt werden; dasselbe gilt für die mit ihm eng verbundene Hippold-Serie. Wenn aber diese trotz ihrer lepontinischen Anklänge als ostalpin bezeichnet werden muß, so wird man diese Klassifikation der viel „ostalpineren" Reckner-Serie noch viel weniger vorenthalten können (auch wenn man ihre primäre Verbindung mit dem Quarzphyllit, wie früher ausgeführt, bezweifelt). Bei ihrer unleugbaren Verwandtschaft mit den Nordalpen hat man keinen Grund, sie aus dem fernen Süden herzuleiten [1]).

Daß die Tribulaun-Serie mit dem basalen Kristallin in stratigraphischem Verband stehe, kann nach den aufgezählten Normalprofilen gleichfalls nicht bezweifelt werden. Ob den starken Diskordanzen (vgl. Anmerkung 2, S. 193) stratigraphische oder tektonische Momente zugrunde liegen, ist bei vollständigen Triasprofilen nicht leicht zu unterscheiden; wo jedoch, wie so häufig, die mesozoischen Basalschichten fehlen, müssen wir ebenso eine basale Gleitfläche annehmen wie in den Engadiner Dolomiten, die ja mit dem Endkopf von Westen her ebenso in die Oetztaler Masse hineinreichen wie das Brenner Mesozoikum von Osten her. Die Zugehörigkeit der Oetztaler Masse zur ostalpinen Decke ist von niemand bezweifelt worden; die stratigraphischen Analogien des Tribulaun zu den Nordalpen erscheinen

[1]) Es sei denn das Fehlen einer Intrusivwurzel des Serpentins im Norden!

in diesem Zusammenhang besonders bedeutungsvoll. Auch hier kommt das Mesozoikum stellenweise in direkte Berührung mit den Brennerschiefern. Dennoch wird niemand eine Transgression über Brennerschiefer und Oetztaler Kristallin annehmen wollen; man kann vielmehr in der Gegend von Gossensaß das allmähliche tektonische Ausdünnen des Oetztaler Kristallins direkt beobachten.

Wir haben somit allen Grund, Tribulaun und Tarntaler Mesozoikum als normale, mit ihrer Unterlage verfaltete Bedeckung von ostalpinem Kristallin zu bezeichnen.

Anders die Deckentheorie. Sie nimmt mit E. Sueß (Antlitz III/$_1$, S. 190 ff.), dem auch Uhlig und Kober folgen, an, daß die Tarntaler-Tribulaun-Decke lepontinisch oder, vorsichtiger gesagt, als Aequivalent der Radstädter Decke unter dem ostalpinen Kristallin und über den Schistes lustrées-Decken heimatberechtigt ist und nur durch eine Einwicklung gegen Norden und Westen über diesen ostalpinen Rahmen hinausgefaltet wurde. Diese Vorstellung hätte inverse Auflagerung des Brenner Mesozoikums auf dem ostalpinen Kristallin zur Voraussetzung. Diese ist, wie wir nach Beseitigung von Sanders Zweifeln an der Saile sahen, nirgends vorhanden. Und machen wir hier zugunsten der Deckentheorie eine Ausnahme, lassen wir die Radstädter Decke hier durch das Ostalpine nicht überschoben, sondern unter Erhaltung eines inversen Flügels bloß überfaltet sein, so ergibt sich der für die Deckentheorie vernichtende Befund, daß man zwar überall diese Ausnahme — die auf das ostalpine Kristallin herausgefaltete Radstädter Decke — findet, nirgends aber die Regel — die zwischen dem ostalpinen Kristallin und den Brennerschiefern liegende sekundäre Wurzel dieser Decke![1])

Bei Tienzens, östlich Steinach, zeichnete Frech einen Quarzit zwischen Kalk- und Quarzphyllit, doch ist er im Norden von Schutt begrenzt; wenn er gegen Süden dem Kalkphyllit aufruht, so ist dieses Verhalten kein anderes als am Südrand der Tarntaler Köpfe; vermöge ihrer „tektonischen Transgression" schieben sich sogar einzelne Schollen (Kirche Navis) ziemlich weit gegen Süden in den Kalkphyllit ein (vom Sägenhorst und der Schoberspitze gar nicht zu reden).

Die einzige Ausnahme, die mir bekannt geworden ist, ist der Quarzitzug Unter-Ried—Flams—Thums (bei Sterzing); hier ist wirklich der Kalkphyllit im Liegenden von dem Quarzphyllit (Glimmerschiefer-Mylonit?) des Hangenden gut zu unterscheiden, doch ließe sich auch diese Stelle durch Ausbleiben des Liegend-Kristallins erklären.

Wollte man das Schema der Deckentheorie hier retten, so müßte man also die normale Auflagerung des Brenner Mesozoikums auf dem ostalpinen Kristallin als ausnahmsweise Herausfaltung der Radstädter Decke bei ausnahmsweiser Erhaltung eines Mittelschenkels und zugleich ausnahmsweiser vollständiger Verquetschung der sekundären

---

[1]) Auch Sander (Verhandl. der Geol. R.-A. 1916, S. 225) lehnt die Annahme der sekundären Einwicklung ab. Die Angabe Termiers, daß der Tribulaun zwischen Ostalpin und Schistes lustrées liegt (Bull. soc. géol. 1905. S. 233 ff.) und mit der Trias von Sprechenstein zusammenhängt, wird durch die Karte Frechs widerlegt.

Wurzel erklären. Das hieße minus mal minus sagen, wo wir mit einfachem plus auskommen; wir müssen nicht weniger als drei Hilfshypothesen aufstellen und das alles bloß den schönen Augen einer Hypothese zuliebe, wie sie die Deckentheorie ist! Wer Lust hat, der möge es tun: er möge sich aber auch dessen bewußt sein, daß er damit das naturwissenschaftliche Grundprinzip ökonomischer Induktion verläßt [1]).

---

9. Schubrichtungen.

In der Tarntaler Region haben wir an der Torspitze und im oberen Mölsertale sichere Anzeichen für nordwärts gerichtete Bewegungen. Anderseits kennen wir am Kreuzjöchl auch nordwärts geschlossene Mulden und, wenn meine Gliederung der Schuppe *A* und *B* das Richtige trifft, auch in der Klammregion mehrfach gegen Süden gerichtete Bewegungen. Von letzteren mag man höchstens die Keile des Kreuzjöchls als Wirkung nordwärts gerichteter Einwicklungen auffassen; schwerlich lassen sich diese für die Quarzphyllitüberschiebungen des Klammjoches durchführen. Wir hätten also neben nordwärts- auch südwärts gerichtete Bewegungen. Aus dem stratigraphischen Charakter der Reckner-Serie kann man gleichfalls eher eine nördliche Herkunft erschließen.

Diese Vermutungen stimmen recht gut zu der neueren Auffassung des Kalkalpen-Südrandes, wie sie von Hahn, Heritsch, Trauth vertreten wird. Diese Forscher neigen sich bekanntlich dazu, Kobers „norische Linie" nicht als tauchende Nord-, sondern als aufsteigende Südüberschiebung zu deuten. Wendete man diese Gedanken auch auf die Brennerregion an, so ergäben sich eine Reihe solcher südwärts gerichteter Bewegungen, die wohl noch in die Kalkphyllite (Sägenhorst! — Das nimmt auch Hartmann an) und vielleicht noch südlich darüber hinaus (Schoberspitze?) eingreifen. Die Reckner-Serie wäre dann das abgeschobene Mesozoikum eines nördlich gelegenen Phyllitkomplexes. Und wie die Schuppe Kreuzjöchl—Grafmarter—Mölstal—Schoberspitze (—? Hippold) gegen Norden einfällt, so tut es auch der Quarzphyllit und Eisendolomit unter dem Glimmerschiefer des Patscherkofel-Rosenjoch (nach F. E. Sueß), und anscheinend auch die Tarntaler Gebilde bei Matrei unter die kristalline Tribulaunbasis (hier bereits mit abgelenktem NO-Streichen [2]). Wenigstens liegen die Tarntaler Quarzite bei Steinach (südlich Plon, über dem Gehöfte Harland) durch ein Dolomitlager geteilt, unter dem Tribulaundolomit (der möglicherweise etwas Quarzphyllit an der Basis und jedenfalls Rhätkalk auf dem Rücken hat); auch bei Sterzing geht der Quarzit und Dolomit unter den Glimmerschiefer der Gschleier-

---

[1]) Auf Steinmanns Vermutung, daß der Serpentin des Reckner eine antiklinale Einfaltung der lepontinischen (rhätischen) Decke in die Ostalpen sei, brauche ich nach dem Gesagten nicht einzugehen. (Mitt. der Geol. Ges. in Wien. 1910, S. 295.)

[2]) Vgl. auch Sander, Exkursionsführer der Geologischen Vereinigung. S. 49,

wand hinein. Es wäre dann der Tribulaun die höhere ostalpine Scholle, welche auf die tiefere Tarntaler Scholle überschoben wäre. Jede dieser Schollen wäre wieder zweigeteilt; der Tribulaun in Kalbenjoch und Kirchdach, die Tarntaler in Reckner und Hippold. Der allgemeinen Schwenkung von O—W gegen SW entsprechend, würden dann diese Schuppen bis gegen Sterzing abschwenken, wobei ich allerdings die Schwierigkeit nicht verkenne, die in dem jähen und bruchartigen Schwenken längs der Brennerfurche besteht. In den Kalkzügen des Passeier Schneeberges und Penserjochs würden gegen SO gerichtete Ueberschiebungen anschließen, die sich bis weit in den Vintschgau verfolgen lassen, somit judikarische, bzw. dinarische Linien direkt an die norische Linie anschließen. (Vgl. auch Frech [der allerdings eine Stauung am Brixener Granit annimmt] und Koßmat.) In diesem Zusammenhang gewinnen auch die „Rückfalten" des Hochfeiler und Kraxentragers erhöhte Bedeutsamkeit.

In ähnlicher Weise muß ja auch die Deckentheorie ihre Leitlinien legen, nur daß wir eben aufsteigende Schuppen und nicht tauchenden Deckenbau annehmen [1]).

Von Interesse ist bei dieser Auffassung die fazielle Ordnung der Schuppe: die nördlichste (Tribulaun-Schuppe) zeigt innige Beziehungen zu den Nordalpen, die nächste (Reckner-Scholle) ausgesprochen ostalpine Bündner Fazies, die südlichste (Hippold-Serie) schon lepontinische Züge.

Wie nach Westen, so wollen wir vom Brenner Mesozoikum auch einen Blick gegen Osten werfen. Die Tarntaler Bildungen lassen sich nach Sander bis ins Zillertal verfolgen und von hier ist ein kontinuierliches Triasband bis Krimml lange bekannt. Triasdolomite und Tarntaler Quarzit sind hervorstechende Züge dieser Bildungen. Weit im Osten erscheint dann das Radstädter Mesozoikum, auch hier von einem Quarzit begleitet [2]), der aber eng mit dem Schladminger Massiv verbunden ist (also wohl ostalpin [3]). Auch die Radstädter Decken erscheinen nach Uhligs Darstellung muldenförmig gegen Norden abgeschlossen im Quarzit. Nordwärts gerichtete Bewegungen

[1]) Eine kurze Exkursion bei Sterzing ergab folgenden Verdacht: Die Kalkphyllite des „Tauernfensters" verschwinden gegen Westen am Custozahügel teils unter Tarntaler Quarzit und Dolomit, teils unter den Alluvionen des Ridnauntals. Weiter westlich trifft man nur ostalpines Gestein, nämlich im Süden die Gneise des Jaufen (als Fortsetzung der südlichen Umrahmung des „Tauernfensters"), im Norden die Granatglimmerschiefer des Ridnaun mit den Marmoren der Gilfenklamm etc. Letztere mögen der Fazies nach den Greiner Schiefern entsprechen, tektonisch sind sie die Fortsetzung der nördlichen Umrahmung des „Tauernfensters" und somit ostalpin. Wie sie nun bei Ried etc. mit schwarzen (mylonitischen z. T.) Phylliten an die Gesteine des Tauernfensters herantreten, so tun sie das auch südlich des Ratschingestals gegenüber den ostalpinen Jaufengneisen. Es wäre möglich, daß hier die Leitlinie des Tauernfensters noch weit gegen Westen zieht als Ueberschiebung von Ostalpin auf Ostalpin. Entspricht sie gar etwa der Schlinig-linie? Auch bei dieser liegen auf dem Nordhang des Vintschgaus hochkristalline Gesteine (Biotitgneise etc.) auf ostalpinen Phylliten, deren Fortsetzung wahrscheinlich die Jaufengneise sind.

[2]) Von Uhlig allerdings für lepontinisch erklärt und von Kober (1912, Sitzungsberichte, Tauernfenster, S. 27) gar für Karbon!

[3]) Der nach Uhlig (Sitzungsberichte 1906, S. 28) von Frech mit dem Tarntaler Quarzit verglichen wird.

sind daneben unverkennbar. Eine weitere Analogie liegt darin, daß das Radstädter Mesozoikum gleichfalls nicht zwischen Kalkphyllit und ostalpinem Kristallin liegt, sondern durch Quarzit getrennt und anscheinend mit dem letzteren eng verknüpft ist. Aenderungen in der stratigraphischen Auffassung (vgl. die früher angeführten Zweifel) würden manche grundlegende tektonische Aenderung zur Folge haben. Es eröffnen sich damit mancherlei interessante und unerwartete Perspektiven, die anzudeuten ich mich hier begnügen muß. (Vgl. dazu auch Sander, .Verhandl. der Geol. R.-A. 1916, S. 233 ff.)

Wir haben bisher nur von N und S, bzw. der Schwenkung des Streichens entsprechend, NW und SO gerichteten Schüben gesprochen. Es hat den Anschein, als ob daneben auch O—W-Schübe vorhanden wären. Auch die Deckentheorie müßte solche annehmen, weil der Tribulaun ja nicht am Nord-, sondern am Westende des Fensters aus diesem herausgefaltet sein müßte. Wir sind zu einem solchen Verzweiflungsakte nicht genötigt, sondern können mit exakten Beobachtungen dienen.

Im Isslgraben (Tarntaler Köpfe) sieht man eine mächtige gegen Westen gerichtete liegende Falte im Dolomit (siehe Fig. 2). (Die Schichtungslosigkeit des Hauptdolomits auf Hartmanns Profilen ist ganz unberechtigt!) Im westlichen Lizumtal führt Hartmann von seiner Schuppe B_1 stehende O—W-Faltungen an; solche scheinen aber in größerem Maßstabe und als liegende Falten zu existieren (genauere Untersuchung wäre wünschenswert). Es ist ferner auffallend, wie die sekundären Falten der Schuppe B_2 (zu der wir nach unserer Vermutung die sogenannten „S"-Falten Hartmanns zusammenziehen) zwar im Osten mächtigen Hauptdolomit und Rhät zeigen, gegen Westen aber nur als schmaler Keil von Rhät zwischen dem Jura erscheinen; auch das spräche für O—W-Bewegungen (vgl. auch unsere Profilskizze 3 in Figur 1).

In der Tribulaungruppe haben die schon bei der Stratigraphie erwähnten kleinen Scharnieren verschiedene Orientierung. Eine kleine Scharniere von Hauptdolomit im Jura auf dem Beginn des Schneiderspitz-Südgrates ist windschief gegen NO und N gerichtet; östlich des Gipfels findet man eine Reihe von stehenden, windschief verdrehten Mulden, die hauptsächlich NW streichen (sie enthalten das schon erwähnte grauwackenartige schwarze Gestein im Muldenkern). An der Wasenwand (Südgrat) ist eine Verdopplung des Hauptdolomits vorhanden, welche gegen N gerichtet ist. Dagegen streichen die Scharnieren der Hauptdolomit - Grenzniveau - Deckscholle auf dem Hutzl NO und die große liegende Falte an der Mauerspitze, die Frech mit Unrecht zu einer kleinen Verbiegung herabdrückt, ist gegen NW bis W gerichtet. Gelingt es, in der Pflerscher Gegend gegen Westen bis SW gerichtete Faltungen nachzuweisen (nach der Karte Frechs läge es nahe, das Verschwinden des oberen Dolomitkeils im Rhät der Schwarzen Wand-Obernberger Tribulaun so zu deuten), dann wäre hier ein vollständiger, gegen Westen gekehrter Bogen vorhanden, wie er im Umriß der Tribulauntrias ohnehin angedeutet ist. Da auch das Kristallin mit NO-Streichen im Sellrain und NW-Streichen in der Stubaier Kette diesem Bogen andeutet, so würde er sich in gewissem

Sinne den rhätischen Bögen der Engadiner Dolomiten und des Endkopfs als östlichstes Glied anreihen; nur mit dem Unterschied, daß er hier nicht auf einfache Faltung (einzige Schubrichtung) zurückzuführen ist, sondern möglicherweise auf sekundäre Verfaltung und Einwicklung; darauf weisen die Karbonkeile des Kalbenjochs (und der eingeschobenen Quarzhyllite) hin, welche die Falten des Rhäts zu Abschiebungsfalten stempeln. Die Herkunft der Karbon-Quarzphyllitdeckscholle des Steinacherjochs ist noch recht rätselhaft. Nimmt man ihre Wurzel im Osten oder Südwesten an, so würde sie sich den zahlreichen nordwest- und nordwärts gerichteten Bewegungen dieser Region anreihen.

Von großer Bedeutung ist die Stirn des Krierkars (Sander). Sie beweist das Vorhandensein von nordwärts tauchenden Falten und rollt damit die ganze Frage des

10. Tauernfensters

auf. Ich will eine Diskussion dieses wichtigsten Problems der Ostalpen vermeiden, denn die Angaben darüber sind noch zu widersprechend. Ich möchte nur auf zwei Momente eingehen:

1. Der Quarzphyllit ist, wie ich ausgeführt habe, im Tarntaler Gebiet und bei Sterzing ganz gut vom Kalkphyllit unterscheidbar. Ob das überall sonst auch der Fall ist, darüber habe ich keine eigene Anschauung. Im Norden und bei Sterzing erscheint es mir somit jedenfalls möglich, den Quarzphyllit über den Kalkphyllit als überschoben zu erklären [1]). Freilich ist auch ein gegen Süden gerichteter Aufschub, im Sinne der umgedeuteten norischen Linie möglich! Wenn wir gezwungen sind, uns für einen solchen zu entscheiden, dann muß er jünger sein als die nordwärts tauchenden Falten des Krierkars, weil diese (oder die Kalkphyllite in ihrem Hangenden) unter dem Quarzphyllit verschwinden.

2. Man kann Sander nicht genug dankbar sein, wenn er in seiner vorsichtig sich vorwärts tastenden Art und ohne sich von rechts und links beirren zu lassen, versucht, auf Grund genauer petrographischer Analyse eine objektive Grundlage für die Tauernforschung zu schaffen. Nur glaube ich, daß wir auf dieser Grundlage heute schon einen Schritt weiter gehen dürfen. Sander meint (Denkschriften 1911, S. 2), daß „beim Fehlen aller übrigen Anhaltspunkte und bei sorgfältiger Beurteilung der petrographischen Eigenschaften eine geologische Identifikation vollständig gleicher Typen zu wagen sei.“ Wie irreführend bloße petrographische Aehnlichkeit ist, ist allbekannt. Ich will nur hinweisen auf die verschiedenen, petrographisch kaum unterscheid-

[1]) Dieses ist der eigentliche Ansatzpunkt für Konstruktion eines Tauernfensters, der auch bestehen bleibt, wenn man die gesamten „Radstädter“ Decken des Brenner und der Radstädter Tauern als Ostalpin (und zwar nicht inverses Ostalpin auf Grund der stratigraphischen Entwicklung im Sinne Steinmanns, Mitt. Wiener Geolog Ges. 1910, S. 292, sondern als normale ostalpine Bedeckung) aus der ihnen vom Deckenschema zugewiesenen Lage zwischen ostalpinem Kristallin und Sch. lustrées befreit (ähnlich wie das ja schon Termier zum Teil tat, Bull. soc. géol. Fr. 1903, S. 737--738 etc.).

baren schwarzen Kalke im Muschelkalk, Raiblern, Rhät, Lias in den Nordalpen; die roten Kalke im Muschelkalk, Raiblern, Rhät, Lias, Malm in der Bündner Fazies; an die hellen Kalke im Wetterstein, Dachsteinkalk, oberen Dachsteinkalk, Plattenkalk; die Tessiner mesozoischen und altkristallinen Marmore usw. Ich halte es lieber mit der zweiten Alternative, die Sander aufgestellt hat (l. c.), daß „die Begleiter . . . in vielen Fällen die Entscheidung geben.“ Das läßt sich schon heute für gewisse Abschnitte des Brenner Mesozoikums behaupten. So ist die Abtrennung des gewiß ähnlichen Tarntaler Jura vom Kalkphyllit durch Verfolgen im Streichen schon von Hartmann mit Erfolg vollzogen worden. Aehnliches zeigt uns auch der „ladinische Pyritschiefer“ der Saile; und ein stratigraphischer Vergleich der verschiedenen „Eisendolomite“ fällt durch den Nachweis ihres sekundären Charakters. Ebenso ist bei dem petrographischen Vergleich der Tarntaler Bildungen mit dem Hochstegenkalke jene Zurückhaltung zu empfehlen, die Sander ja tatsächlich beobachtet[1]). Ich meine, daß aus dem lithologisch gewiß zutreffenden Vergleich von Kalkphyllit und Tarntaler Jura oder Tribulaun- und Pfitscher-Dolomit eben noch keine stratigraphischen Schlüsse zu ziehen sind. Tatsächlich kann man bei einem Studium von Sanders Vergleichen sehen, daß sich fast jedes Glied des eigentlichen Tauernfensters ebenso mit mesozoischen wie paläozoischen Schichten vergleichen läßt[2]). Ich möchte da auch auf die Kalkschiefer des Eisendolomits hinweisen[3]), die meiner Ansicht nach ebenso im Kalkphyllit des Fensters wie des Tarntaler Jura, wie in paläozoischen Formationen ihren Platz finden könnten, während gewisse Varietäten des Eisendolomits dem Triasdolomit zum Verwechseln gleichen. Anderseits hat das auffallend kristalline Rhät der Tribulaungruppe gewisse paläozoische Charaktere. Eine Entscheidung wird hier, solang Fossilfunde fehlen, vielleicht nur durch die Begleiter und allenfalls durch die tektonische Zugehörigkeit fallen. Am sichersten bei all diesen Vergleichen erscheint mir noch, daß der Quarzphyllit des Nordrandes tektonisch aufgeschoben ist, sei es nach Norden oder nach Süden, denn er ist offenbar auch älter als das Grazer und Murauer Paläozoikum, die ältesten paläozoischen Gesteine, mit denen (schon vor Sander) die Tauerngebilde verglichen wurden. Die übrigen Fragen erscheinen mir so wie Sander heute noch nicht spruchreif.

---

[1]) Neuerdings spricht sich Sander allerdings entschieden für mesozoisches Alter aus (zum Beispiel Führer zu geolog. Exk. in Graubünden und den Tauern 1913.)

[2]) Ich kann das zum Beispiel für die dunklen Klammkalke bestätigen, die der Pyritschiefergruppe verglichen werden, aber vom silurischen Hundsteinkalk ununterscheidbar sind! (Auch Stark [Sitzungsber. 1912, S. 21, Anmerkung] spricht vom Vorhandensein identischer Gesteine im Dientner Profil!)

[3]) Nach Hartmann, S. 228, sollen sie sich allerdings gut von den Kalkphylliten unterscheiden.

Die Phyllitzone von Landeck (Tirol).

Von Wilhelm Hammer.

Mit 10 Textfiguren und drei Profiltafeln (Nr. XII—XIV).

Einleitung.

Im östlichen Teile von Nordtirol entfaltet sich zwischen den nördlichen Kalkalpen und den Zentralalpen eine breite Zone paläozoischer Gesteine, die Kitzbühler Grauwackenzone. Nach rascher Verschmälerung im vorderen Zillertal endet sie in den Berghängen südlich von Schwaz, und der an ihrem Südrand sie begleitende Quarzphyllit tritt im Inntal unmittelbar den Triasgesteinen der Kalkalpen gegenüber. Bei Innsbruck schrumpft auch der Quarzphyllitstreifen rasch zusammen und vom Ausgang des Sellraintales an, in der Hochedergruppe, ist nur am Fuß der Berghänge noch eine schmale Zone von Phyllit erhalten. Sie wird bei Rietz vom Inntal abgeschnitten und in der Gegend von Silz bis zum Ausgang des Oetztales treten die Oetztalergneise und die Triaskalke des Tschirgantkammes an den beiderseitigen Flanken des Inntales ohne Zwischenschaltung der Phyllite oder Grauwackengesteine dicht aneinander heran.

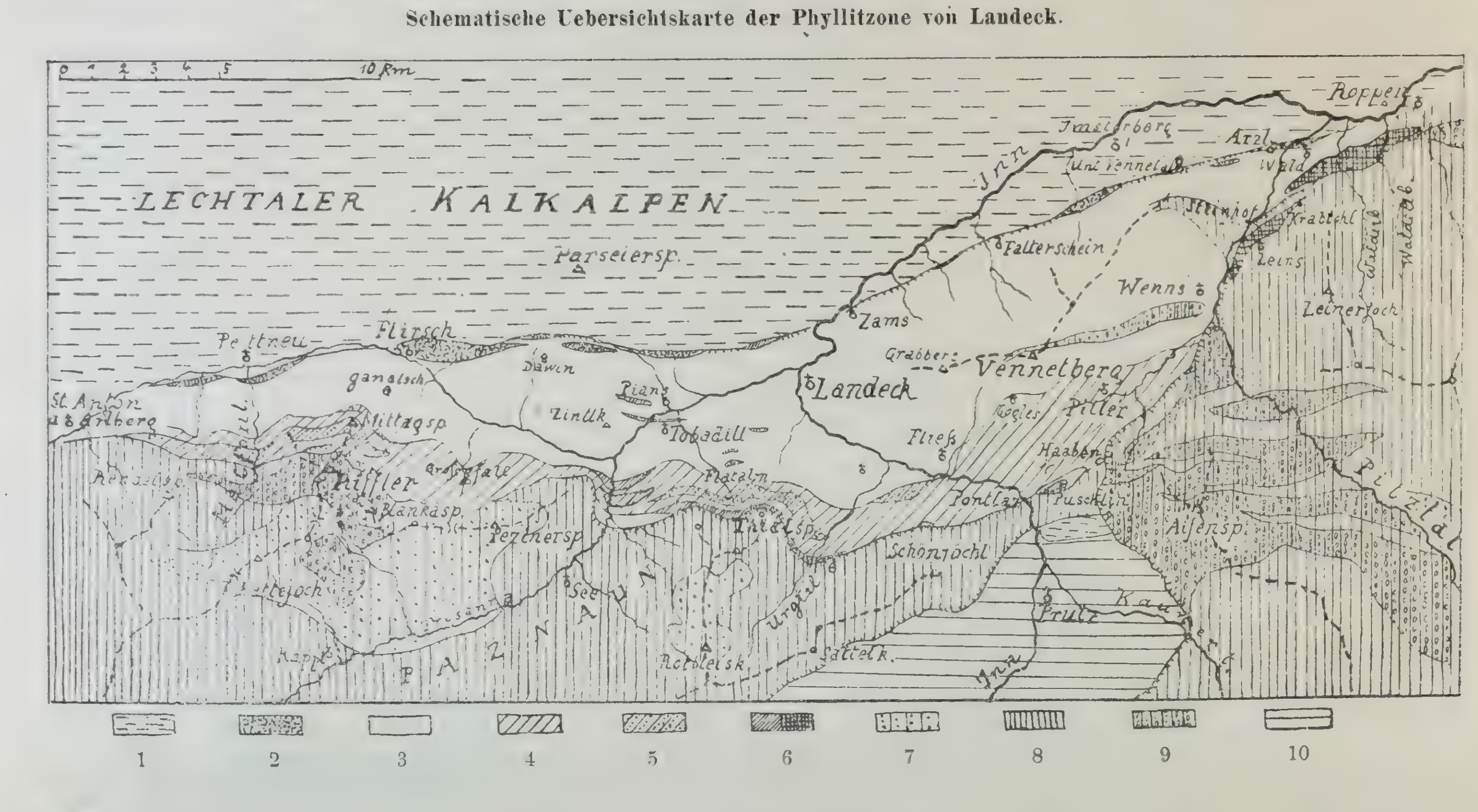
Westlich vom Oetztal aber, bei Maierhof-Roppen, setzt neuerlich ein schmaler Streifen von Phyllit ein, der sich im vorderen Pitztal rasch verbreitert und in dem weitgespannten Bergstock des Vennetberges orographische Selbständigkeit erlangt. Das Inntal zwischen Landeck und Pontlatz durchbricht die Phyllitzone; westwärts davon bildet diese die unteren Hänge an den nordöstlichen Ausläufern der Silvrettagruppe sowie die schönen Mittelgebirgsterrassen beiderseits der Sanna (Tobadill, Grins). Der Ausgang des Paznauntals ist in sie eingeschnitten. Im unteren Stanzertal baut sie die anmutigen Vorhöhen zu Füßen der Kalkketten auf, welche an der Krümmung des Tals bei Flirsch enden, womit auch der Phyllit vom linken Ufer verschwindet und nur mehr an der Südseite die hohen Berghänge der Rifflergruppe umrahmt.

Im oberen Stanzertal, zwischen Pettneu und St. Anton, läuft der Phyllitstreifen an den untersten Talhängen aus und am Arlberg stoßen wieder die Gneise unmittelbar an die Triasgesteine.

Diese Ausbreitung des Phyllits zwischen Roppen und Pettneu fasse ich hier als „Phyllitzone von Landeck“ zusammen.

Fig. 1.

Schematische Uebersichtskarte der Phyllitzone von Landeck.



Erklärung zur vorstehenden Textfigur 1.

1 = Mesozoische Gesteine der Kalkalpen; Triasdolomit nördlich Prutz.
2 = Buntsandstein und Verrucano.
3 = Phyllit.
4 = Zone der Glimmerschiefer und Phyllitgneise.
5 = Feldspatknotengneise.
6 = Orthogneise der Glimmerschieferzone; Biotitgranitgneis im Vorderen Pitztal.
7 = Granatglimmerschiefer des Paznaun.
8 = Gneise und Amphibolite der Silvretta und Oetztaleralpen.
9 = Orthogneise der Ötztaler- und Silvrettagruppe.
10 = Gebiet der Bündnerschiefer.

Ihre Umgrenzung wird zum großen Teil durch Schubflächen gegeben. Im Südosten schneiden im vorderen Pitztal die Oetztalergneise mit scharfem Rande in schrägem Anschnitt an den Phylliten ab und Mylonitzonen lassen diese anormale Grenzlinie bis nahe zum Rand der Bündner Schieferregion im Prutzer Becken verfolgen. Auch westlich von Pontlatz bis zum Paznauntal sind deutliche Anzeichen vorhanden, daß hier an Schubflächen die Gneise auf die Phyllitzone aufgeschoben sind, vielfach unter Zwischenklemmung jüngerer Sedimentgesteine. Dies wird weiter unten des näheren beschrieben werden.

Im Rifflerstock dagegen ist die Abgrenzung der beiden Schichtgruppen — der Gneise und der Phyllite — eine viel unklarere. Vermittelnde Gesteinstypen — welche auch schon weiter östlich einsetzen — breiten sich stärker aus und Uebergangszonen mit mehrmaligen Wiederholungen gneisiger und phyllitischer Gesteinsarten lassen zwar tektonische Einflüsse sehr wahrscheinlich erscheinen, verhindern aber eine genauere Abgrenzung in Karte und Profilen.

Der Nordrand der Phyllitzone wird über seine ganze Erstreckung hin durch das Auftreten des Verrucano bezeichnet, der aber nicht in gleichmäßiger Entwicklung ihm folgt, sondern bald mächtig anschwillt und dann wieder bis zum Verschwinden sich verringert, eine Art Linsenstruktur, bei der neben primären Ablagerungsverschiedenheiten höchstwahrscheinlich auch tektonische Umformung beteiligt ist, wie durch eingeschobene Phyllitblätter und -schollen angezeigt wird. Er verläuft in steiler Stellung von Arzl im vorderen Pitztal über die untere Vennetalm, durchschneidet dann die Nordhänge des Vennetbergs in der Richtung Falterschein — Grist — Zams, wo er den Inn überschreitet und in gleicher Richtung am Fuß der Kalkketten der Parseiergruppe sich westwärts fortsetzt: über Schrofenstein und den Lattenbachgraben, nördlich von Grins, zur Dawinalm und nach Flirsch. Hier liegt die Grenze dann ein Stück weit unter den Alluvionen des Stanzertals, bis beiderseits des Malfontals der Verrucano an der rechten Talflanke am Fuß der Berge wieder auftaucht.

Die Struktur dieser nördlichen Randzone wurde bereits von Ampferer im „Querschnitt durch die Ostalpen . . .“ im Jahrbuch der Geol. R.-A. 1911 beschrieben und in Profilen dargestellt.

Der Verfasser hat die Phyllitzone anläßlich der Aufnahme des Blattes Landeck der österreichischen Spezialkarte für die Geologische

Reichsanstalt untersucht und im Maßstab 1 : 25.000 kartiert in den Jahren 1912—1917 [1]).

In der Literatur finden sich nur sehr wenige kurze Angaben über das Gebiet. Einzelne, hauptsächlich bergbauliche, Angaben enthalten die Schriften des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg aus dem Jahre 1843 und 1858 (Innsbruck). Dann finden sich solche und allgemeine geologische Andeutungen in der von A. Pichler aus dem Nachlaß herausgegebenen Abhandlung M. Stotters über die Oetztaler- und Silvrettamasse [2]). Ueber ein paar Einzelheiten berichtet auch Pichler selbst [3]). Die ersten Aufnahmen für die Geologische Reichsanstalt haben G. A. Koch und Niedzwiczky durchgeführt, doch geht ersterer in seinen Berichten kaum näher auf die Phyllitregion ein [4]). J. Blaas hat 1909 zuerst die Verhältnisse im vorderen Pitztale durch Annahme einer Ueberschiebung der Oetztalergneise auf die Phyllite zu erklären gesucht [5]).

Die Aufnahmskarte (Manuskriptkarte in der Geol. Reichsanstalt) von G. A. Koch gibt ein übersichtliches, in den Grundzügen zutreffendes Bild der geologischen Verhältnisse, ließ der Neuaufnahme aber reichliche Gelegenheit zu interessanten neuen Funden und weitgehenden Umgestaltungen und Verfeinerungen des Kartenbildes. In tektonischer Hinsicht kann, mit Ausnahme von Blaas, bei den früheren Bearbeitern kaum von einer Vorarbeit gesprochen werden.

Es soll zunächst ein Bild der Gesteinsarten entworfen und nachher der tektonische Aufbau geschildert werden. Die geologische Karte wird im Rahmen des von der Reichsanstalt herausgegebenen Kartenwerkes erscheinen.

A. Beschreibung der Gesteinsarten und ihrer Verbreitung.

1. Phyllite und Einlagerungen in denselben.

Der Phyllit der Landecker Gegend ist ein feinschiefriges Gestein, dessen Schieferblätter stets wellig verbogen oder in kleine Falten und Fältchen gestaut sind. Die Schieferflächen sind im frischen Anbruch stahlgrau bis silberglänzend, durch Verwitterung und Umwandlung geht die Farbe ins Grünlichgraue oder Rostfarbene über; den Querbruch sieht man von feinen dünnen Quarzflasern eingenommen; seltener entwickeln sich dickere Flasern oder große Quarzknauern. Die Schieferungsflächen sind bei ausgesprochen phyllitischen Typen von zusammenhängenden Glimmerhäuten — makroskopisch nicht trennbare dichte Glimmerlagen — überzogen, die sich dort und da

[1]) Siehe Jahresberichte über die genannten Jahre in den Verhandl. der Geol. R.-A. und ein kurzer Vortragsbericht in der gleichen Zeitschrift 1915, S. 96.

[2]) Zeitschrift des Ferdinandeums in Innsbruck 1859.

[3]) Rauschrot und Rauschgelb bei Arzl (Imst). Tschermaks min. Mitt. 1883. Quarzphyllit der Trisannabrücke. Verhandl. der Geol. R.-A. 1885, S. 216.

[4]) Verhandl. der Geol. R.-A. 1875, S. 123 und 226. Verhandl. 1877, S. 137 und „Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe", Wien 1884.

[5]) Verhandl der Geol. R.-A. 1909. Siehe auch Blaas „Geologischer Führer durch Tirol und Vorarlberg", Innsbruck 1902.

zu großen einheitlichen Blättern, oft mit feiner Runzelung entwickeln. Häufiger aber löst sich schon dem unbewaffneten Auge die Glimmerdecke in feine Schuppen auf, welche die Fläche völlig bedecken, wobei gleichzeitig sich dann auch die weißen Quarzflasern des Querbruchs in ein feinkörniges weißliches oder graues Quarzaggregat verteilen.

Ein häufig auftretender Gemengteil ist der Granat. Undeutlich umgrenzte Striche und Lagen der Phyllitzone sind davon erfüllt. Er erreicht selten mehr als Hanfkorngröße, ist aber meist gleich in großer Menge enthalten und tritt in kleinen dunkelrötlichen oder schwärzlichen Knötchen auf den Schieferflächen hervor. Eine feste stratigraphische Einordnung der Granatphyllite in der Schichtfolge des Phyllits ließ sich nicht erkennen. Granatphyllite erscheinen sowohl in den nördlichen, der Verrucanoauflagerung nahen Teilen, zum Beispiel ober der Station Flirsch, am Eingang ins Malfontal, bei Grins, Stanz, Zams als auch im mittleren Teile, zum Beispiel am Grabberg und nahe dem Südrand (Inntal bei Urgen, Fließ, Nordwestkamm der Thialspitze, Brennwald u. a. O.).

Wenn man die südlich angrenzenden Glimmerschiefer und Phyllitgneise mit heranzieht, kann man vielleicht sagen, daß gegen die Gneise hin der Granatgehalt im allgemeinen zunimmt.

Aus den oben angeführten schuppigen Phylliten entwickeln sich dann in allen Uebergangsstufen Abarten, welche als Glimmerquarzite, Glimmerschiefer und feldspatführende Phyllite bezeichnet werden können und die Phyllitzone in ausgedehnten Lagen vielfach durchziehen.

Im Querbruch erscheint herrschend das graue oder weißlichgesprenkelte fein- bis mittelkörnige Quarzaggregat, beziehungsweise Quarz-Feldspatgemenge, der Hauptbruch ist von feinschuppigem Muskovit dicht übersät, ohne daß es zur Ausbildung wohlindividualisierter großer Glimmer käme, wie etwa bei den Glimmerschiefern der inneren Oetztaler Alpen. An Stelle der ausgeprägten Lagenstruktur tritt eine mehr gleichmäßige Mischung der parallel texturierten Gemengteile.

U. d. M. beherrscht der Quarz als Hauptgemengteil das Feld. Häufig ist sehr starke Kataklase zu beobachten: die Quarze sind in langgestreckte, wellig verbogene Plättchen mit stark undulöser Auslöschung verdrückt, die oft mit „Mörtelsäumen" aneinandergefügt sind; eine vollständige Gefügeregelung (nach Sanders Quarzgefügeregel) ist aber gewöhnlich nicht erreicht. Der Glimmer ist oft (postkristallin) in feine Fältchen verbogen.

Während bei den quarzitischen Lagen Feldspat nur die Rolle eines Akzessoriums spielt, reichert sich in anderen Lagen der Gehalt an Feldspat an, doch bleibt immer der Quarz der herrschende Gemengteil. Lagen mit viel Feldspat wechseln mit feldspatfreien. Der Feldspat ist ein dem Albit nahestehender Plagioklas, in der Regel von sehr frischem Erhaltungszustand und fügt sich in gleicher Korngröße wie der Quarz gleichmäßig in das Gesteinsgewebe ein. Die herrschende Glimmerart ist der Muskovit; in den feldspatführenden Lagen gesellt sich zu ihm auch Biotit, der oft ausgebleicht oder in Chlorit umgesetzt

ist, woher die grünliche Färbung der betreffenden Lagen stammen dürfte. Akzessorisch kommen Granat, Turmalin und Erze in diesen Abarten vor.

Quarzitische und feldspatführende Lagen sind aufgeschlossen in der Schlucht bei Stanz, Schrofenstein, auf den Mähdern nördlich des Zintlkopfes, in der Dawinschlucht, ober und unter Tobadill, Griesbüchel bei Landeck, bei Kellerle (Hochgallmig), Larcheralm am Vennetberg u. a. O.

Hieher gehört auch die Abart der Phyllite, welche an den obersten Südhängen des Grabbergs ansteht und von dort aus durch die nördlichen Steilhänge des Vennet bis zum Ostgrat desselben verfolgt werden kann. Es sind Phyllite, welche durch eine besonders ausgeprägte Lagenstruktur ausgezeichnet sind, indem verhältnismäßig dicke weiße Quarzfeldspatlagen wechseln mit Glimmerlagen. Am Gipfel des Grabbergs gehen sie in Granatphyllite über, an der Nordseite des Kammes zum Vennetberg stehen sie mit quarzitischen Formen in Uebergang. Auch hier herrscht der Quarz als Hauptbestandteil und ist Plagioklas ganz untergeordnet an Menge. In den Muskovit-Glimmerlagen mengt sich wieder chloritisierter Biotit bei. Sehr starke Kataklase.

Außer diesen Abarten des Phyllites findet man im Bereich desselben als gesonderte Einlagerungen: Albitchloritschiefer, Hornblendeschiefer und Muskovitgranitgneis.

Die Albitchloritschiefer bilden sehr kleine Lager, von Dezimeter bis zu wenigen Metern Mächtigkeit und einer Längserstreckung bis zu 300 *m*. Es sind deutlich schieferige, sehr feinkörnige Gesteine. Im Hauptbruch dunkelgrün und feinschuppig-filzig, seltener durch Druckbewegung glatt und dicht (schwärzlichgrün). Im Querbruch heben sich aus der dunkelgrünen Gesteinsmasse kleine, weiße Feldspatkörnchen in großer Zahl hervor, seltener entzieht sich der Feldspat dem freien Auge. Manche sind von kleinen Kalzit- und Quarzflasern durchzogen, wie denn die meisten auch beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure aufbrausen.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ergeben sich als Hauptbestandteile: Chlorit (Pennin), Albit, welcher in rundlichen oder unregelmäßigen, einfach verzwillingten Körnern in das Chloritgewebe eingebettet ist, Titanit und Titaneisen; als Nebengemengteile Quarz in einzelnen größeren Körnern und in Lagen und stets, mit Ausnahme eines Vorkommens, reichlich Kalzit. Sehr selten ist Biotit und Epidot in ganz geringer Menge anzutreffen (je 1 Vorkommen). Die Struktur ist körnig-flaserig bis zu Andeutung von Lagenstruktur. Nur der Quarz zeigt mäßige Kataklase, in bezug auf Albit und Chlorit ist die Kristallisation nachtektonisch.

Randlich ergeben sich Vermischungen mit Quarz-Serizitlagen.

Vorkommen solcher Albitchloritschiefer sind aufgeschlossen am Abkürzungsweg von Zams nach Rifenal, im Imsterauergraben, bei Grist und Falterschein, in den Wiesen südlich Arzlaier, am Gschwentkamm, am Weg von Blons zur Brücke und jenseits derselben am rechten Ufer der Pitza.

Von den Grünschiefern in den benachbarten Bündnerschiefern sind sie deutlich verschieden, indem erstere fast immer reich an Epidot sind (oft in Porphyroblasten), der den Albitchloritschiefern fast ganz fehlt, auch mehr glimmerige Bestandteile (Serizit) enthalten und dementsprechend ausgeprägtere Schieferung besitzen, ferner Strahlstein enthalten und Quarz und Plagioklas in kleinkörnigem Aggregat gemengt.

Nur der feinfaserige Grünschiefer, welcher im Phyllit oberhalb Ruezen bei Tobadill ansteht, steht ihnen näher, da er neben Chlorit viel Serizit und Strahlstein enthält und wenig Plagioklas. Dagegen sind die benachbarten Vorkommen am Flathbach und bei Zappenhof den Hornblendschiefern zuzurechnen.

Sehr ähnliche Albitchloritschiefer beobachtete ich in der Phyllitzone des Ennstales bei Schladming, nur daß sie mehr oder weniger biotitführend sind.

Ebenso gering in ihrer Ausdehnung und noch geringer an Anzahl sind Einlagerungen von Hornblendeschiefer, bzw. Amphibolit. Eine kleine Gruppe solcher Vorkommen liegt an der Südostseite des Vennetberges: drei davon in den obersten Hängen nahe unter dem Kamm, zwei zwischen den Weilern Larchach und Greit südlich von Wenns, und eines in der Schlucht des Pillerbachs unterhalb Matzlewald. Es sind feinkörnige dunkelgrüne Gesteine, die makroskopisch kaum von den Albitchloritschiefern zu unterscheiden sind. U. d. M. erkennt man aber, daß sie fast ausschließlich aus strahliger blaßgrüner Hornblende zusammengesetzt sind, die bald mehr, bald weniger vollkommen parallel zur Schieferungsebene geschlichtet ist. Bei dem Vorkommen unter Larchach ragen einzelne prismatische Hornblendekristalle durch besondere Größe hervor. Plagioklas ist bei allen nur sehr wenig beigemengt. Als Akzessoria finden sich Magnetit, Zoisit, Epidot. Der Hornblendeschiefer bei P. 2308 unterhalb des westlichen Gipfels des Vennet enthält auch Chlorit und bietet dadurch einen gewissen Uebergang zu den Chloritschiefern, es fehlen aber auch hier die charakteristischen Albite und die Hornblende ist herrschend an Menge.

Dieser Schiefer enthält reichlich Zoisit. Das gleiche ist bei dem Vorkommen unter P. 2483 der Fall, wo Zoisit in länglichen, wohlausgebildeten Kriställchen und mehr weniger parallel geordnet zusammen mit Plagioklas, der die Zwischenräume zwischen den Zoisitleisten erfüllt, eigene Lagen und Linsen bildet: Hornblendezoisitschiefer.

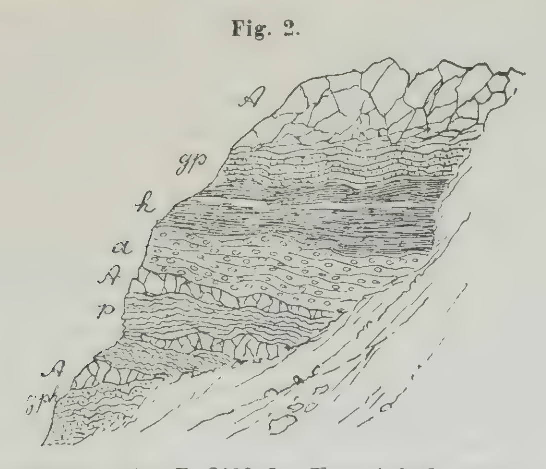
Das kleine Vorkommen an der Straße nach Piller südlich von Wenns ist gesondert von den anderen, da es viel Plagioklas und Epidot enthält, so daß das Gestein als Epidotamphibolit bezeichnet werden kann.

Der ebenerwähnte Hornblendezoisitschiefer bei P. 2438 des Vennetberges wird — wie umstehendes Profil Fig. 2 zeigt — unterlagert von einem Albitphyllit; während die Schieferungsflächen von lichtgrünlichgrauen Glimmerschuppen völlig bedeckt sind, sieht man, daß im Querbruch das Gestein dicht erfüllt ist mit kleinen, rundlichen Feldspatkörnern. U. d. M. sieht man quarzreiche Flasern und Glimmerflasern miteinander wechseln. Der Quarz ist ausgeplättet, mit undu-

löser Auslöschung, die Glimmerflasern wellig verbogen. Letztere bestehen aus Muskovit mit Beimengung von etwas Biotit, der sich zum Teil in Chlorit umgesetzt hat. In beiderlei Flasern stecken zahlreiche große rundliche Albite, vollkommen frisch, einfach verzwillingt in der ganzen Tracht jenen der Albitchloritschiefer entsprechend. Sie umschließen nur sehr wenig Einschlüsse, welche durch ihre zu den Flasern parallele Anordnung eine Andeutung von helizitischer Struktur hervorrufen.

Dieses Gestein ist ein Mittelglied zwischen den feldspatführenden Phyllitabarten und den Albitchloritschiefern. Ganz ähnliche Zwischenformen finden sich im Phyllit von Griesbüchl bei Landeck sowie östlich des Eichbüchl bei Grins. Die schwach grünliche Färbung auf den Glimmerflächen läßt schon die Beimengung von Chlorit erraten.

Fig. 2.



Felseck unter P. 2438 des Vennet-Ostkammes.

A = aplitischer Granitgneis. — *p* = Phyllit. — *gp* = Granatphyllit
a = Albitphyllit. — *h* = Hornblendezoisitschiefer.

U. d. M. findet man bei letzterem Vorkommen Muskovit, Biotit und Chlorit in Schuppen verteilt und wieder zahlreiche rundliche einschlußfreie Albite, die hier aber mehrfache Zwillingsbildung besitzen, im Quarzaggregat. Titaneisen als Uebergemengteil.

Die Hornblendeschiefer zeigen keine Kataklase der feinen Hornblendenadeln oder der sonstigen Bestandteile. Ihre Kristallisation ist also entweder posttektonisch oder sie hat spätere Bewegungen ohne Umformung überstanden.

Am auffälligsten ist diese Unversehrtheit bei dem Hornblendeschiefer in der Schlucht unter Matzlewald, weil dieser makroskopisch dicht von Rutschflächen und lichtgrünen Harnischen durchsetzt ist, so daß man zuerst geneigt ist, ihn für einen Serpentin zu halten.

Eine zweite kleine Gruppe „grüner Gesteine“ steht im untersten Malfontal an, unterhalb der ersten Brücke, teils am linken, teils

am rechten Ufer. Es kommen hier einerseits die feinkörnigen Hornblendeschiefer vor, ähnlich denen des Vennetberges, daneben aber auch Lagen, in welchen großstrahlige Hornblenden (bis zu 1 *cm* Länge) in einem weißen u. d. M. als Plagioklas und Quarz erkennbaren Grundgewebe richtungslos und locker verteilt sind. Beide Arten wechseln bankweise mit Phyllit. Hinsichtlich Kristallisation und Tektonik verhalten sie sich gleich wie jene im Pitztál.

Größere Ausdehnung als die basischen Gesteinseinlagerungen besitzen die Muskovitgranitgneise, welche sich durch ihre weißliche Farbe, die Grobblockigkeit und geringere Verwitterbarkeit deutlich aus dem Phyllitgelände abheben, wo sie größere Mächtigkeit erlangen.

Es sind meist kleinkörnige, glimmerarme Typen mit deutlicher Paralleltextur, aplitische Muskovitgneise. Als Glimmer enthalten sie nur Muskovit; der Feldspat besteht zum größeren Teil aus albitreichen Plagioklasen, zum kleineren aus Mikroklin. Mit dem angrenzenden Phyllit sind sie oft durch randliche stärkere Verschieferung sowie durch mehrfache Wechsellagerung sehr eng verbunden. Wie überall bei diesen granitischen Lagern gehen sie mancherorts in sehr quarzreiche Formen — Orthoglimmerquarzite — über, andernorts in grobkörnige oder flaserige Pegmatitgneise. Augengneise sind in der Phyllitregion selbst selten; ein besonders ausgeprägter steht am Gamplekopf oder Falterschein an.

Die Muskovitgranitgneise sind in mehreren ausgedehnten Lagern am Kamm des Vennetberges anstehend.

Eines derselben zieht vom Vennetkamm durch das ganze Südostgehänge bis St. Margareten bei Wenns, wo es die größte Mächtigkeit besitzt. Er ist hier im Kern der Masse ein grober glimmerarmer Flasergneis, während die randlichen Teile hochgradig diaphtoritisch und mylonitisch sind. Mit dem Schmälerwerden des Lagers gegen Westen oberhalb Larchach geht der ganze Granitgneis in ein fast restlos mylonitisiertes grünlichschwarzes Flasergestein über, in dem nur höher oben wieder einzelne besser erhaltene Teile den Ursprung aus Granitgneis deutlich schließen lassen. Des näheren soll weiter unten auf die Mylonitbildungen eingegangen werden.

Kleinere Muskovitgneislager finden sich dort und da einzeln verstreut, so in der Stanzerschlucht, im Dawingraben, Schneckenbachgraben, Markbach u. a. O. Ein großes Lager zieht längs der oberen Grenze des Phyllits an der Nordseite der Mittagspitze und des Grippekopfs hin (Rifflerstock).

2. Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer.

Wenn man der Reichsstraße nach von Landeck nach Pontlatz wandert, so nimmt man an den fast ununterbrochenen Felsanschnitten wahr, daß etwa von der Urgenerbrücke an das Gestein seinen ausgeprägt phyllitischen Charakter ganz allmählich verliert und in Schiefer übergeht, welche man eher dem Glimmerschiefer oder Phyllitgneis zuzurechnen geneigt ist. In ebenso schwer abgrenzbarer Weise vollzieht sich der gleiche Wechsel längs dem ganzen Südrand der Phyllitzone

von Wenns an bis zum Rifflerstock. Trotz der Unklarheit der Umgrenzung ergibt sich bei genauer Aufnahme des ganzen Gebietes doch ein deutlicher Unterschied der südlichen Gesteine gegenüber dem Hauptzug der Phyllite und dies hat auch schon G. A. Koch auf seiner Aufnahmskarte durch die Ausscheidung von „Glimmerschiefer und Quarzit“ an dieser Stelle zum Ausdruck gebracht, wobei sich freilich die Abgrenzung derselben bei der Neuaufnahme ganz wesentlich verschoben hat.

Die größte Flächenausbreitung erreicht diese Zone am Piller, wo infolge der gleichsinnigen Neigung der Schiefer mit dem Berghang das SO-Gehänge des Vennetberges bis zu den Almen hinauf und die ganze Breite des Pillersattels und Tales davon eingenommen werden.

Die herrschende Gesteinsart ist ein grauer, silberglänzender Schiefer, dessen Schieferungsflächen von Glimmerschuppen, und zwar Muskovit dicht bedeckt sind. Immer schalten sich Lagen dazwischen, deren Flächen wie beim Phyllit von Glimmerhäuten überzogen werden, doch ist eine schuppige Verteilung des Glimmers typisch. Im Querbruch erscheint ein grauweißes Quarzfeldspataggregat oder es treten auch Feldspatkörnchen etwas selbständiger heraus. Nicht selten sind kleine Granaten auf den Schichtflächen zu sehen. Im ganzen also eine Gesteinstracht, wie sie von den oben angeführten feldspathältigen Abarten des Phyllits beschrieben wurde. Ein mäßiger Gehalt an Biotit ist manchmal auch mit freiem Auge schon zu bemerken, doch bleibt der Muskovit der charakteristische Glimmer und bestimmt die Farbe des Gesteins.

U. d. M. findet man, daß die Vertreter dieser Zone im allgemeinen reicher an Feldspat sind als jene Lagen im Phyllit und während bei letzteren derselbe als Albit in klaren, fast einschlußfreien und oft ziemlich isodimensional abgegrenzten Körnern eingesprengt ist, greift er hier im Quarzaggregat in unregelmäßigen Körnern zwischen die Quarze ein, ist diesem in der länglichen unregelmäßigen Form gleich, meist dicht erfüllt mit mikrolithischen Einschlüssen und besitzt sehr oft keinerlei Zwillingsbildung. Nach der Lichtbrechung zu urteilen, gehört er zu den albitreichen Plagioklasen. An den Glimmerflasern beteiligt sich neben Muskovit auch Biotit, der oft in Chlorit umgewandelt ist. Ebenfalls in Chlorit setzen sich die Granaten um. Im übrigen gleichen die Schiefer dieser Zone strukturell auch im Dünnschliff durchaus jenen Phyllitabarten; starke Kataklase, mit Ausplattung des Quarzes (undulöse Auslöschung, kleinzackige Ränder usw.) Fältelung der Glimmer.

Die Gesteinstracht dieser Zone ist im einzelnen vielen Schwankungen unterworfen, was nicht zum mindesten ein Grund der schweren Abtrennbarkeit ist. Phyllitische Lagen schalten sich oft ein, ferner Granatglimmerschiefer und besonders auch quarzitische Lagen. Solche sind z. B. im Gehänge ober Tobadill und Hochgallmig häufig.

An den Nordabhängen des Rifflerstockes zieht die Zone unterhalb der Almen in der Waldregion durch und ist hier hauptsächlich als Phyllitgneis entwickelt. In ihrem Hangenden treten aber verschiedene Schiefer auf, von denen es schwer zu entscheiden ist, ob man sie noch hieher oder zu den Granatglimmerschiefern rechnen soll,

welche auf den Kämmen und an der Südseite des Rifflerstockes sich ausbreiten.

Zwischen der Großgfall- und der Gampernunalm sind die Schiefer dieser Zone im Hauptbruch phyllitisch, im Querbruch sieht man schon am Handstück den Feldspatgehalt, außerdem tritt auch Biotit stärker hervor. U. d. M. stimmt das Gestein nach der Menge und Art der Feldspäte gut mit den Schiefern von Piller etc. überein, der Biotit ist aber hier der herrschende Glimmer. Ein ganz übereinstimmend zusammengesetzter Schiefer bildet die Steilstufe unter der Ganatschalm (südlich Flirsch) und ist schon makroskopisch durch seinen reichlichen Biotitgehalt auffallend. Manche gneisige Lagen desselben gleichen den weiter unten zu beschreibenden Gneisen von Steinhof im Pitztal. Mikroskopisch stimmt er mit dem Gestein von den Steilhängen gegenüber der Gampernunalm überein. Der Schiefer unter Ganatsch ist im Hangenden und Liegenden von Phyllit umschlossen und läßt sich nach beiden Seiten kaum bis zu den nächsten tieferen Gräben verfolgen. Es dürfte sich eher um eine tektonische Einschaltung von Gesteinen einer tieferen Zone handeln, als um eine Schwankung in der Phyllitausbildung wegen der Uebereinstimmung mit dem Gampernunschiefer und dem deutlichen Gesteinsunterschied gegenüber den gewöhnlichen feldspatführenden Lagen im Phyllit.

Im obersten Teil der Phyllitgneise zwischen Gampernunalm und Großgfall stehen viele quarzitische Bänke an, woraus im Hangenden des Phyllitgneises eine Ueberdeckung mit Quarzit und dazwischenliegenden Phyllitlagen hervorgeht.

In der flachen Talmulde der Großgfallalm breiten sich diese Quarzite aus und mit ihnen vielfach wechsellagernd — beide ganz flach liegend — erscheinen phyllitische Gesteine, auf deren Querbruch kleine weiße Feldspatkörnchen auffällig hervortreten; auch auf den Schichtflächen erheben sich aus dem Glimmerbelag weiße Knötchen; in beiden Brüchen sieht man reichlich hanfkorngroße rundliche Granaten. Wie die Dünnschliffuntersuchung zeigt, scheinen auch die weißen Knötchen größtenteils Pseudomorphosen nach Granat zu sein; Plagioklas ist in reichlicher Menge enthalten und bildet zum Teil linsenförmige Körner — entsprechend dem makroskopisch sichtbaren Körnchen —, welche stark von Quarz und Glimmer helizitisch durchsetzt werden. Starke Glimmerflasern mit viel Biotit neben Muskovit durchflasern das Gestein und umfließen die großen, schon größtenteils in chloritische Substanz umgewandelten Granate. Die Art der Feldspatbildung erinnert schon an die weiter unten beschriebenen Feldspatknotengneise, doch durchwächst hier der Feldspat nicht so das übrige Gesteinsgewebe wie dort, sondern besitzt mehr die Ausbildung eines gleichaltrigen Gemengteiles, dem durch die phyllitische Textur die Linsenform aufgezwungen wird.

Es kommen aber auch Lagen vor, welche keinen Feldspat führen und nach Struktur und Zusammensetzung als Granatglimmerschiefer bezeichnet werden können.

Während die glimmerreichen Schiefer zum Teil nur ganz schwache Kataklase besitzen, zeigte eine Probe aus den Quarziten sehr starke dynamische Umformung.

Die Schieferfolge von Großgfallalm reicht bis zum Niederjoch hinauf, wo hauptsächlich sehr phyllitische Lagen anstehen. Hier schließen unmittelbar die Granatglimmerschiefer der Paznauner Seite des Riffler an und es ist schwer anzugeben, wo und wie beide voneinander abzugrenzen wären.

Eine charakteristische Gesteinsart im Zuge der Phyllitgneise und Glimmerschiefer sind die **Feldspatknotengneise**. Sie besitzen ausgesprochen gneisigen Habitus, mit vollkommener Paralleltextur der massenhaften Glimmerschuppen. Muskovit und Biotit sind in ziemlich gleicher Menge zu sehen, ersterer meist in größeren Schuppen — manchmal großen Blättern — als der letztere. Das Charakteristikum des Gesteins sind die weißen, mehrere Millimeter großen Feldspate, die besonders im Querbruch, mehrfach auch im Hauptbruch als rundliche, innig mit den anderen Bestandteilen verwachsene Knoten hervortreten. Bei stärker verschieferten Formen nehmen sie auch Linsenform an, zum Beispiel am Mezzanbach bei Urgen. Auf den Schichtflächen heben sich manchmal kleine Granatkörner heraus.

U. d. M. sieht man, daß große Individuen von Albit in dem Quarzglimmergewebe stecken und in dasselbe allseits eindringen, indem sie die anderen Gemengteile in großer Zahl umschließen. Auch in die kleinen Fältchen, in welche die Glimmer- und Quarzlagen gelegt sind, dringen die Albite in schmalen, den Faltungen folgenden Ausläufern ein. Die Albite zeigen in der Regel keine Zwillingslamellierung. Neben den großen Knoten sind auch kleinere, gleichgeartete Plagioklase in allen Abstufungen bis zur Größe der anderen Bestandteile vorhanden.

Der Biotit überwiegt im Schliff noch mehr an Menge als man makroskopisch annimmt. Beide Glimmer sind in lockere Züge und Schwärme, manchmal auch zu geschlossenen Flasern geordnet, welche dann linsenförmige große Albite einfassen. Bei letzteren Formen, zum Beispiel am Mittagspitz, sondern sich auch die anderen Gemengteile unvollkommen in Lagen. Akzessorisch kleine Granaten, dort und da Magnetitkörner.

Außer einer mäßigen welligen Auslöschung in einzelnen Proben sind keine Zeichen von Kataklase zu finden; das unversehrte kristallisationsschiefrige Grundgewebe wurde nach der Fältelung von den Albiten durchwachsen, wahrscheinlich auch nach der Kristallisation des Grundgewebes.

Ganz übereinstimmende Gneisarten sind in den Oetztalergneisen zum Beispiel am Hochjoch, Gepatschferner und vielen anderen Stellen häufig verbreitet; im benachbarten Paznaun beobachtete ich solche im Istalanztal.

Die Feldspatknotengneise umziehen in breitem Zuge die obersten Nord- und Nordosthänge der Thialspitze bei Landeck und setzen sich über die Flathalm bis zur Trisannaschlucht fort. Gegen Osten beobachtete ich sie noch in deutlicher Form am Mezzanbach bei Urgen; sie verschwinden dann im Inntal und am Pillersattel. Nur in den Bergwiesen nördlich Piller (in zirka 1500 *m* am Hang des Vennetbergs) fand ich noch einen kleinen Zug solcher typischer Gneise in den Phyllitgneisen eingelagert.

Westlich der Trisanna habe ich sie zunächst auf ein längeres Stück hin nicht aufgefunden. Erst an den nördlichen Seitenkämmen des Hohen Riffler entfalten sie sich wieder in voller Deutlichkeit, besonders am Kamm der Mittagspitze und in den Wänden des Riffler gegen das untere Malfontal, neben der Zunge des nördlichen Rifflerferners.

Die Feldspatknotengneise sind von den angrenzenden Phyllitgneisen und Glimmerschiefern nicht scharf abgegrenzt. Diese Erfahrung macht man schon, wenn man die Vorkommen am Thialspitz—Flathalm in die Karte einzutragen sucht. Sie scheinen hier breite, langgestreckte linsenförmige Ausdehnung zu besitzen. Am Rifflerstocke stehen sie in vielfacher Wechsellagerung mit Granatphyllit, Granatglimmerschiefer und Quarzbänken.

In Begleitung der Knotengneise und in engster Nachbarschaft mit ihnen sind auch Orthogneise in der Phyllitgneiszone enthalten, welche durch ihre starke Verschieferung sich auch oft schwer abtrennen lassen. Besonders gilt dies von der Trisannaschlucht und den Hängen bei Giggl, wo beide Gesteine zusammen mit den Phyllitgneisen einer gewaltigen Druck- und Quetschregion angehören, in welcher stellenweise alles zu schwärzlichen Myloniten verarbeitet ist.

Es sind zum Teil Biotitgranitgneise, zum anderen Teil aplitische, grobkörnige Zweiglimmergneise, alle mit ausgesprochen flaseriger Struktur. Im Rifflerstock (Mittagspitze, Scheibenkopf) treten Muskovitgranitgneise hinzu, ganz gleicher Art wie jene in den Phylliten.

Eine Abhängigkeit im Auftreten der Feldspatknotengneise von den granitischen Gesteinen besteht nicht. Im Rifflerstock und bei Tobadill sind sie vergesellschaftet, jene am Mezzanbach und besonders das Vorkommen nördlich Piller entbehren dieser Begleitung.

Dies spricht gegen die Annahme, daß die Knötchengneise durch Kontaktwirkung, beziehungsweise magmatische Durchtränkung („Feldspatisation“) entstanden sind und diese Unabhängigkeit in der Verbreitung ist bei den ganz gleichgearteten Gesteinen in der Oetztalermasse noch öfter und deutlicher zu beobachten.

Da die Kristallisation der Albite in den Knötchengneisen posttektonisch ist, so ist auch deshalb jene Beziehung zu den Orthogneisen nicht möglich, welche außer der späteren völligen Mylonitisierung auch in den besterhaltenen Teilen eine frühere starke Druckschieferung aufweisen.

Die Uebergänge und die Wechsellagerung mit den Glimmerschiefern und Phylliten lassen ebenfalls diese Gneise als sedimentogen erscheinen.

3. Oetztaler- und Silvrettagneise.

Zum kleinsten Teile unmittelbar, sonst überall durch Vermittlung der Phyllitgneise und Glimmerschiefer grenzt an die Phyllitzone im Süden das Gneisgebirge der Oetztaleralpen und der Silvretta. Beide sind in ihren Gesteinsarten hier im Hauptbestande übereinstimmend. Einzelne Gneistypen sowie die Verteilung der Gneisarten in den hier in Betracht kommenden äußeren Teilen beider Gebirgsgruppen sind verschieden.

Eine eingehendere Beschreibung beider Gebiete ist hier nicht am Platze und bleibt einer eigenen Abhandlung vorbehalten. Es sollen nur ein paar Hauptzüge umrissen werden.

Die weitestverbreitete Gesteinsart ist ein glimmerreicher Schiefergneis — Biotitplagioklasgneis — mit vorherrschendem Biotit als Glimmermineral, welcher auch die bräunliche Gesamtfärbung bedingt, während in der Phyllitzone in den meisten Gesteinen ausschließlich oder überwiegend der Kaliglimmer dieselbe Stelle einnimmt. Die Struktur der Schiefergneise ist eine ausgezeichnet kristalloblastische, die nur selten durch spätere dynamische Einwirkungen zerstört worden ist. Im Gegensatz dazu sind in der Phyllitzone die phyllonitischen Strukturen außerordentlich verbreitet, abgesehen davon, daß die Kristallisation im Phyllit und Phyllitgneis nie jene Vollkommenheit erreicht hat wie in jenen Gneisen. Granat ist in beiden Gebieten ein weitverbreiteter Gemengteil, der Staurolith ist nur in den Gneisgebieten in gewissen Zügen ein wesentlicher Gesteinsgemengteil.

Im Rand des Oetztalergneisgebirges sind sehr mächtige und ausgedehnte Massen granitischen Ursprungs in Gestalt von Augengneisen und Granitgneisen eingelagert. Die größte derselben ist jene des Aifenspitzes; sie sowohl wie die nahen Begleitmassen des Kielebergs und von Matzlewald schneiden mit scharfem Dislokationsrand an den Phyllitgneisen der Pillerniederung ab und bilden einen geologisch und morphologisch eindrucksvollen Gegensatz zu letzteren. Am äußersten Gneisrand zwischen Wenns und Roppen ist ein Biotitgranit unmittelbar über die Phyllite aufgeschoben.

In Gesellschaft der granitischen Lagermassen beteiligen sich im vorderen Pitztal außerdem sehr bedeutende Mengen von Amphibolit am Aufbau des Gebirges und sind auf das engste mit Biotitgraniten verbunden.

Amphibolite und Granitgneise zusammen schaffen den wilden steilen Hochgebirgsaufbau der Pitztalerberge talaufwärts von Jerzens.

In den östlichen Ausläufern der Silvretta, zwischen Paznaun und Inntal sind die Schiefergneise fast alleinherrschend und Einlagerungen von granitischen Lagermassen und Amphiboliten ganz zurücktretend.

Wohl aber ist gerade der Nordrand der Gneise zwischen Urgtal und Giggl-See allenthalben reichlich durchschwärmt von magmatischen Gesteinsadern und Gängen in Gestalt von Pegmatit und Aplit, welche sich auf das feinste im Gestein verteilen. Derartige granitische Gangbildungen fehlen in der Phyllitzone völlig — die Muskovitgranitgneise in den Phylliten sind zwar analogen Ursprungs, haben aber durchwegs bereits eine nachträgliche Verschieferung erlitten.

Die schönkristallinen Biotitschiefergneise mit den pegmatitischen Adern in der Gatschkopfgruppe setzen unvermittelt über der Verrucanoschubzone Thialspitz—Giggleralm ein und stehen in einem auffallenden Gegensatz zu den mannigfachen phyllonitisierten und diaphtoritischen Schiefergesteinen unterhalb jener Schubzone.

Es ist bemerkenswert, daß die starke granitische Durchäderung des Nordrandes der Gneise in gleicher Weise längs ihres ganzen Südrandes — Dislokationsrand gegen das Bündnerschiefergebiet — wiederkehrt, während die mittleren Teile viel weniger solche Intrusionen aufweisen.

Eine große granitische Lagermasse ist im Silvrettaanteil erst am Rifflerstock anzutreffen, wo der Hohe Riffler mit seinen nördlichen Seitengräten, das Blankahorn und der Blankaspitz und der südliche Rifflerkopf von ihr eingenommen werden. Sie ist fast durchwegs als Augengneis ausgebildet, teils zweiglimmerig, teils nur biotitführend. An den Südabstürzen des Blankahorns und Hohen Riffler geht er in einen Biotitgranit mit nur ganz geringer Paralleltextur über, welcher auch basische Konkretionen enthält.

An der Nordseite des Riffler lastet die Granitgneismasse der Schieferfolge von Feldspatknotengneis und Granatphyllit auf. Der Rand ist hier streckenweise als Muskovitgranitgneis entwickelt. Mylonitzonen ziehen in dem liegenden Schichtkomplex durch.

Auf dem Augengneis des Blankahorns und des Blankaspitzes liegen Glimmerschiefer, welche gegen Osten und Westen hin die Kämme Weißkogel—Lattejoch und Gfallkopf—Pezinerspitz bilden und in ihrem dem Gehänge gleichförmigen Fallen die ganzen Südhänge gegen Kappl und Langesthai überdecken. Es sind Granatglimmerschiefer, welche allenthalben auch Lagen mit Staurolith, seltener auch mit Cyanit enthalten (zum Beispiel Lattejoch). Dort und da sind quarzitische Bänke eingeschaltet. In dem vom Blankajoch zur Malfonalm hinabführenden Tal werden sie von Phyllitgneisen mit vielen quarzitischen Lagen abgelöst; die Phyllitgneise bilden zum Teil vielleicht schon die Unterlage der Granatglimmerschiefer, zum Teil treten sie aber sicher an ihre Stelle, wie dies besonders an den Nordabhängen des Kammes Hoher Spitz—Weißkogel deutlich wird, wo ein vielfaches lagenweises Schwanken zwischen Granatstaurolithglimmerschiefer und gneisigen Schiefern stattfindet; auch Schiefer mit Feldspatknoten kommen vor sowie viele aplitische Adern und Quarzgänge, welche mit den an diesem Kamme verbreiteten Lagern von Muskovitgranit in Verbindung stehen werden.

Oestlich des Rifflerstockes, am Kamm des Pezinerspitz liegen sie auf Schiefergneisen, mit denen sie durch allmählichen Uebergang verbunden sind. Am Niederjoch kommen sie mit der oben beschriebenen phyllitisch-quarzitischen Schieferfolge von Großgfall in Berührung und es ist kaum anzugeben, was hier zur einen, was zur anderen Schieferfolge gehört, da der sonst nur den Paznauner Granatglimmerschiefern eigene Staurolithgehalt fehlt.

Oestlich des Paznauntals findet man am Kamm Rotbleiskopf—Gamsberg Schiefer, welche wahrscheinlich den Granatglimmerschiefern des Riffler gleichzustellen sein dürften, aber nicht so deutlich ausgeprägt sind. Typische Lagen von Granatglimmerschiefer trifft man allenthalben am Gamsbergkopf und dem Südabfall des Gatschkopfs (P. 2914), auch mit Staurolith, dazwischen schieben sich aber wieder gneisige Lagen, auch Adergneise und Schiefergneise mit Feldspatknötchen ein. Doch hebt sich im ganzen genommen der Bereich ziemlich deutlich von dem Gneisareale im unteren Teil der Berge ab.

Eine Reihe kleiner, engbegrenzter Amphibolitvorkommen begleitet den Nordrand der Gneise von Pontlatz bis See im Paznaun. Es sind Feldspatamphibolite, welche schon makroskopisch durch ihr gröberes, die Bestandteile besser zeigendes Korn von den feinen

amphibolitischen Hornblendeschiefern der Phyllitzone unterschieden sind. Einer derselben südlich Glittstein besitzt noch großkörnige gabbroide Struktur.

Der Amphibolit im Gigglertobel ist ausgezeichnet durch einen sehr hohen Gehalt an Schwefelkies, welcher sowohl als dichte Imprägnation als auch in kleinen Adern das Gestein durchdringt. Alte Schurfbaue sind ihm nachgegangen. Auch eines der kleinen Amphibolitlager am Gigglerspitz—Westseite ist reich an Kiesen.

Einlagerungen karbonatischer Gesteine fehlen in dem hier in Betracht kommenden Teil der Oetztaleralpen ganz. Im Silvrettaanteil sind zwei sehr kleine Vorkommen kristallinen Kalkes nahe dem Gneisrand vorhanden:

Das eine derselben, welches schon sehr lange bekannt und bereits in der Karte des geognostisch-montanistischen Vereins angedeutet ist, befindet sich nahe beim Hof Glittstein, gegenüber See im Paznaun. Es sind zwei kleine Lager von etwa 50—100 *m* Länge und 5—10 *m* Mächtigkeit, welche konkordant in dem glimmerreichen zweiglimmerigen Gneis eingebettet sind, mit starker Fältelung beider Gesteine und begleitet von Harnischflächen und mylonitischen Schiefern. Sie liegen in einer Mylonitzone der Gneise; letztere sind in der Umgebung von zahlreichen Pegmatitadern durchdrungen. Die Pegmatite sind in der Mylonitzone ebenfalls heftiger Verschieferung und Verquetschung unterlegen. Der Kalk ist ein lichtblaugrauer, gut gebankter Marmor, der randlich durch silikatische Mischzonen mit dem Gneis verbunden ist. U. d. M. erscheint er sehr feinkörnig, mit enger Verzahnung der Kalzitkörner. Eingestreut vereinzelte Körner von Diopsid und Quarz. Staubfeine Interpositionen eines messinggelb reflektierenden schwarzen Erzes sind in parallele Streifchen gesammelt, die auch makroskopisch als kleine parallele Strichelchen sichtbar sind.

Die zweite Stelle, wo solche Gesteine im Gneis vorkommen, ist am Grat Thialspitz—Gatschkopf. Nahe übereinander sind hier zwei sehr beschränkte Einlagerungen von gut geschichtetem bis dünnschieferigem lichtgrauem kristallinen Kalk, der randlich durch silikatreiche Lagen gebändert ist. Das obere Vorkommen bildet eine kleine enggeschlossene Mulde in dem von zahlreichen Pegmatitgängen durchdrungenen Schiefergneis.

Der Verband der Kalke durch silikatische Mischzonen läßt dieselben eher als mit dem Gneis syngenetische Sedimente erscheinen wie als Einfaltungen von Trias. Wo Triaskalkreste an Schubzonen eingeschoben sind, werden sie hier übrigens immer von Verrucano begleitet, der hier ganz fehlt, und es sind solche Schollen auch nicht metamorph, während diese Marmore dem Grad ihrer Metamorphose nach mit dem Gneis übereinstimmen.

4. Gneiszone von Steinhof im Pitztal.

Während man von Arzl taleinwärts an der Straße lange Zeit durch zweifellosen Phyllit wandert, betritt man bei Bad Steinhof eine Zone anders gearteter kristalliner Schiefer, wie schon von den älteren Aufnahmsgeologen bemerkt wurde. Auf der älteren Manuskript-

karte der Reichsanstalt ist hier am linken Talgehänge ein keilartig in die Phyllite einspringendes Feld von Schiefergneis eingetragen und diese Einzeichnung hat auch Blaas zu weiterer Untersuchung dieser eigenartigen Gesteinsverbreitung und zur Aufstellung seiner Pitztaler Ueberschiebung veranlaßt: er erklärt den Gneiskeil bei Steinhof als einen von der Erosion verschonten, auf das linke Talgehänge übergreifenden Rest der auf die Phyllite übergeschobenen Oetztalergneise.

Die genaue Aufnahme und Verfolgung der Gesteinszüge ergab folgende Schichtfolge:

Im Norden wird der Bereich auf seine ganze Erstreckung hin von mylonitischen Gesteinen und von Quarziten begrenzt.

Letztere sind feinkörnig bis dicht, grau gefärbt, mit wechselndem Gehalt an Glimmer, erstere zeigen alle Uebergänge von diaphtoritischen, schwärzlichen Phylliten bis zu dichten, massigen, ebenso dunkel gefärbten Myloniten; letztere durchsetzen auch in Adern und Flasern die phyllitischen Formen und dürften weniger aus Phylliten, sondern aus den Quarziten und den noch weiter zu beschreibenden gneisigen Gesteinen hervorgegangen sein. Ferner erscheinen in ihrer Gesellschaft mehrfach Amphibolite in wenig ausgedehnten, geringmächtigen Lagern. Sie sind feinkörnig, sehr hornblendereich, dunkelgrün bis schwärzlich, so daß sie manchmal schon den Myloniten ähnlich werden. Amphibolite stehen an: in den Felsen ober dem Bad Steinhof, in den Wiesen nördlich Hochasten, an der Südseite des Gschwentkammes, bei Blons, wo sie zum neuen Straßenbau in einem kleinen Steinbruch gebrochen wurden.

Die Mylonite sind gut aufgeschlossen bei der Blonserbrücke zu sehen sowie in den Steilhängen oberhalb Steinhof, sind aber auch sonst hin und hin wieder anzutreffen.

Die kristallinen Schiefer, welche südlich dieses Randes nun bis Brennwald hin das Gehänge einnehmen, unterscheiden sich schon bei übersichtlicher Beschau durch ihre rotbraune Verwitterungsfarbe von den stahlgrau oder silberglänzend anwitternden Phylliten. Bei näherem Zusehen ergibt sich, daß die rotbraune Farbe vor allem bedingt wird durch den reichlichen Gehalt an Biotit. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die meisten dieser Schiefer ausschließlich Biotit als Glimmer führen, der in großen, unregelmäßig ausgebildeten Schuppen in Menge das Gestein durchsetzt, ohne sich aber zu jenen dicken Flasern zu sammeln wie die Glimmer in den Phylliten.

Während die Schieferungsflächen dicht mit Biotitschuppen besetzt sind, erblickt man im Querbruch eine reichliche Menge von feinkörnigem Quarzfeldspataggregat.

U. d. M. ergibt sich, daß der Gehalt an Feldspat ein sehr reichlicher ist, in manchen Proben stark überwiegend gegenüber dem Quarz. Es ist ein albitreicher Plagioklas, der nur ziemlich selten die feine Zwillingslamellierung sehen läßt. Quarz, Feldspat und Biotit sind im allgemeinen gleichmäßig miteinander gemischt und von ähnlicher Korngröße, manchmal sammelt sich der Quarz zu Flasern und ebenso der Feldspat, ohne daß aber eine eigentliche Lagenstruktur oder Bänderung zuwege käme. Die Parallelordnung der Biotite ist eine ganz unvollkommene. Titaneisen ist teils in Körnern eingesprengt, teils in feinen

Partikeln verstäubt. Im ganzen erhält man nach Struktur und Zusammensetzung ein Bild, das gut mit dem der Pitztaler Schiefergneise der gegenüberliegenden Bergkämme übereinstimmt.

Bei der Zuordnung dieser Gneise hat man hauptsächlich zwischen zwei Möglichkeiten zu wählen: entweder stellt man sie zu den Oetztaler Schiefergneisen oder man nimmt an, daß es nur gneisige Abarten des Phyllits sind, wie solche oben an mehreren Stellen beschrieben wurden. Unterscheidend gegenüber letzteren ist vor allem der starke, ja ausschließliche Biotitgehalt, der auch makroskopisch bestimmend im Bilde wirkt, während im Phyllit stets der Muskovit herrscht und nur als Nebengemengteil in selteneren Fällen auch Biotit sich beigesellt. Auch der Feldspatgehalt ist bei dem typischen Steinhofer Schiefer beträchtlich höher; die Plagioklase sind hier stärker in Umwandlung begriffen und meist ohne Albitlamellierung, als die frischen, lebhaft verzwillingten Albitkörner der Phyllite, welche auch in selbständigeren Körnern geformt sind.

Nach der Menge und Ausbildung der Plagioklase sind näher verwandt die Gneisphyllite von Piller, in denen aber auch der Muskovit der herrschende Glimmer ist.

Nach der makro- und mikroskopischen Gesteinsuntersuchung wird man doch am ehesten diese Gesteine zu den Oetztaler Gneisen stellen können und die gegenüber letzteren im allgemeinen doch geringere Kristallinität auf die dynamischen Einflüsse zurückführen, denen die Gesteine in dieser schmalen, von einer starken Zermalmungszone begleiteten Schuppe unterworfen wurden.

Stets besitzen die Steinhofer Gneise kataklastische Struktur, die sich bis zu beträchtlicher Intensität steigern kann, wie ja auch im Gelände überall wieder mylonitische Umwandlungen, Quetschzonen, von Diaphtorese oft begleitet, an ihnen zu sehen ist. Der Quarz besitzt im Dünnschliff undulöse Auslöschung, ist bei stärker deformierten Formen zackig ineinandergedrückt und mit Mörtelkränzen umgeben oder ganz in kleinkörnige Aggregate zerdrückt. Die anderen Bestandteile wurden weniger betroffen.

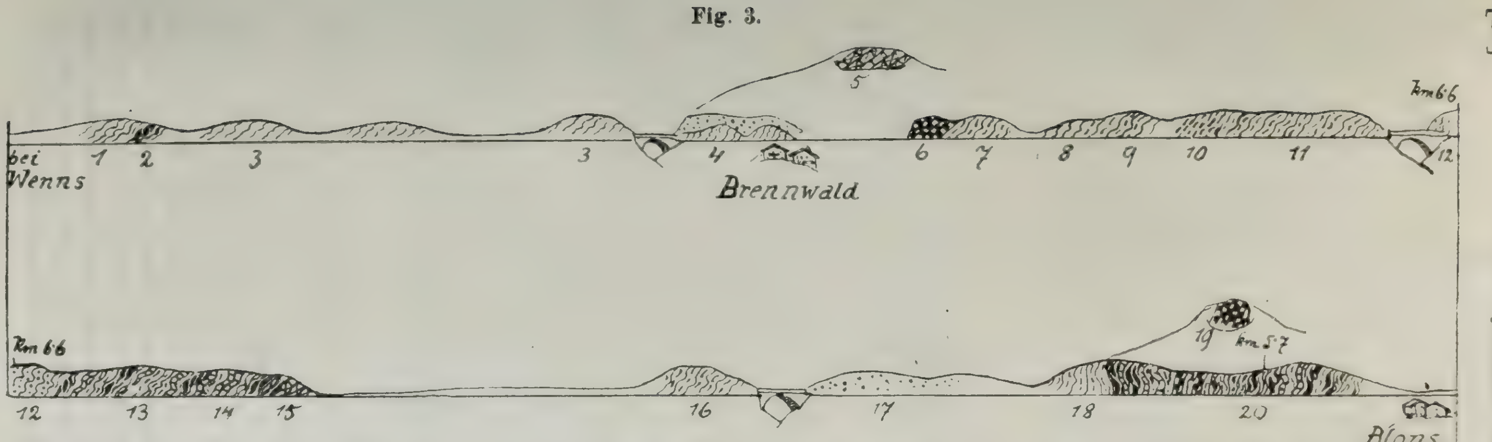
Manche Lagen sind sehr quarzreich und leiten zu Biotit-Quarziten über, die mehrfach wiederkehren.

Die ausgesprochen gneisigen Typen trifft man hauptsächlich an den Hängen südlich Steinhof, bei Langenau, und an der neuen Straße südlich von Blons.

Gegen Brennwald hin mischen sich öfter makroskopisch phyllitisch erscheinende Lagen ein. In dem kleinen Graben nördlich von Brennwald stehen deutliche Granatphyllite an. Südlich davon kehren aber, an der neuen Straße, wieder die Biotitschiefer hervor, die zwar auch noch recht phyllitisch erscheinen, aber Lagen enthalten, die im Dünnschliff den gleichen deutlich gneisigen Charakter haben wie jene bei Blons. Bei Brennwald selbst setzt dann deutlich Phyllit ein ohne oder mit nur wenig Biotit und damit beginnt wieder eine geschlossene Zone von Phylliten, die sich südlich bis über Wenns hinaus fortsetzt.

Unklarer ist die Abgrenzung in den höheren Talgehängen. Man trifft an den obersten Hängen des Gschwentkammes unterhalb der Quarzit-Mylonitfelsen noch biotithältige Schiefer ähnlich den Steinhof-

Fig. 3.



Aufschlüsse an der neuen Pitztalerstraße zwischen Blons und Wenns.

Zeichenerklärung:

1 = Phyllit.
2 = mylonitischer Phyllit.
3 = Phyllit mit großen Muskovitblättern, stark quarzhältig.
4 = Phyllit, granathältig, überdeckt von Grundmoräne.
5 = Muskovitgranitgneis (kleiner Steinbruch ober der Straße).
6 = Biotitamphibolit.
7 = biotithältiger Phyllit.
8 = Phyllit, ganz oder nahezu biotitfrei.
9 = wie 7.
10 = Biotitschiefer.
11 = Phyllit. mit Biotithältigen Schieferlagen wechselnd.
12 = Granatphyllit.
13 = rostbraune gneisige Biotitschiefer und Quarzite und einzelne Mylonitlagen.
14 = gneisige Biotitschiefer, auch einzelne phyllitische und mylonitische Lagen.
15 = Muskovitgranitgneis = wie 5.
16 = wie 14.
17 = Moräne.
18 = rostige gneisige Schiefer.
19 = Amphibolit.
20 = Quarzite und Mylonite mit gneisigen Zwischenlagen.

gneisen und desgleichen auch ober und unter Hochasten; die Abgrenzung ist hier aber eine ganz unsichere und es läßt sich nur im ganzen feststellen, daß die Gneiszone sich gegen den Kamm hin rasch verschmälert und am Gschwentkamm gänzlich ausläuft.

Am Kamm zur oberen Vennetalm und auf dieser ist nichts mehr von jenen Biotitschiefern vorhanden.

Amphibolite treten auch außerhalb der nördlichen Randzone noch dort und da auf, so einer bei Brennwald, der ungefähr den Südrand bezeichnet. Er besitzt — zum Unterschied von jenen — grobes Korn; das Feldspatgrundgewebe ist kreuz und quer dicht von großen Hornblendenadeln durchspießt; im Dünnschliff sieht man große, lange Hornblendeporphyroblasten neben vielen kleinen Hornblendenadeln, beide durch Zwischenformen verbunden. Beide besitzen die gleiche blaßgrünliche Färbung und sind nicht altersverschieden. Die großen sind manchmal zerbrochen oder geknickt, die kleinen sind dem in

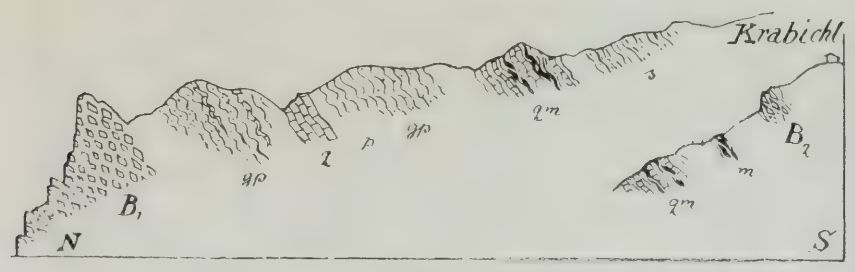


Fig. 4.

B_1 = Biotitgranit von Schweighof. — B_2 = Biotitgranit von Krabichl. — *gp* = Granatphyllit. — *p* = Phyllit. — *q* = Quarzit. — *qm* = Quarzite mit mylonitischen und diaphtoritischen Flasern. — *m* = schwärzliche Mylonitschiefer. *s* = quarzitische und gneisige Schiefer.

der Regel entgangen. Der Amphibolit von Blons ist in allem gleich mit Ausnahme des Fehlens der Porphyroblasten. Die in den Phylliten oft vorkommenden Chloritschiefer fehlen den Steinhofschiefern ganz, während sie gleich nördlich davon im Phyllit bei Blons und bei der Blonserbrücke (rechtes Ufer) erscheinen.

Ein weiterer Bestandteil der Zone sind einzelne Lagen von Muskovitgranitgneis — zwei zwischen Brennwald und Blons, eines am Gschwentkamm — von geringer Mächtigkeit und Ausdehnung.

Während also die Gneise von Steinhof mit einer durch Mylonite angezeigten Dislokationsgrenze vom Phyllit getrennt sind, sind sie im Süden durch Uebergänge eng und ohne scharfe Grenze mit ihr verbunden. Da die ganze Schichtfolge steil gegen Süden einfällt, kommt man aus dem Phyllit von Wenns anscheinend in seine normale Unterlage. Diese aber ist unter heftiger dynamischer Umformung der untersten Teile über den Phyllit von Arzl steil aufgeschoben. Die Einschaltung des Granatphyllits bei Brennwald mag einer untergeordneten Einschuppung entsprechen.

Die Mylonite und Quarzite übersetzen bei der Blonserbrücke die Pitza und setzen sich durchs rechtsseitige Gehänge bis auf die Terrasse von Krabichl fort, wo sie zunächst unter der Glazialbedeckung verschwinden, ohne weiter östlich wieder aufzutauchen.

Sie schieben sich hier zwischen die große Biotitgranitmasse ober Schweighof und jene von Krabichl ein. Zwischen dem nördlichen Granit und den Myloniten ist hier noch Granatphyllit vorhanden, während südlich der Mylonite und Quarzite Spuren der Biotitschiefer anzutreffen sind (siehe vorstehendes Profil Fig. 4).

Gegenüber der Auffassung von Blaas als Deckscholle auf den Phylliten, führte mich meine Untersuchung zur Deutung als ein Auftauchen der Phyllitunterlage infolge steiler Aufschiebung des südlichen Teils der Phyllite auf die nördlichen an einer bei Steinhof—Blonserbrücke durchschneidenden Schubfläche.

5. Ganggesteine.

Gänge eruptiven Ursprungs kommen einerseits im Phyllit des Stanzertals und Vennetberges, anderseits in den Glimmerschiefern an der Südseite des Rifflerstockes vor. Beide Gruppen sind auch petrographisch etwas verschieden.

Gänge im Phyllit: Am Scheibenbichl bei Grins wird der Phyllit von einem Gang durchsetzt, welcher auf eine Länge von 400 *m* zu verfolgen ist. Genau in der Fortsetzung des Streichens gegen Osten ist am Eichenbüchl wieder auf etliche hundert Meter ein gleicher Gang erschlossen.

Das Lagerungsverhältnis zum Phyllit ist besser zu sehen an einem Gang, welcher nahe östlich der Pfarrkirche von Landeck in einem kleinen Steinbruch erschlossen ist. Das Ganggestein folgt im allgemeinen der Schieferung des Phyllites, greift aber auf kurze Strecken auch stufig in den Phyllit ein und entsendet kleine Apophysen in denselben. Auch eine große, spitz im Phyllit auskeilende Abzweigung des Ganges besteht. Beide Gesteine sind am Kontakt fest miteinander verwachsen.

Ein kleiner, schlecht aufgeschlossener Gang findet sich bei St. Georgen am Fließer Sonnenberg und ein größerer zwischen Eichholz und Hinterstrengen am gleichen Gehänge.

Ein Gang wird an der neuen Straße vom Bahnhof Pians nach Tobadill angeschnitten.

Das Gestein dieser Gänge erscheint dem unbewaffneten Auge in der Regel dicht und richtungslos struiert, von dunkler, graugrüner Farbe. Gröbere Partien wie zum Beispiel am Eichenbüchl lassen weißliche Feldspatnädelchen von 1—2 *mm* Länge in großer Menge in dunkler Grundmasse nach Art der ophitischen Gesteine erkennen. Oft blitzen kleine Pyritkriställchen oder Nester solcher auf. Die Randzone ist in Landeck und bei Grins etwas heller gefärbt und bei letzterem ganz unvollkommen parallel texturiert.

U. d. M. erscheint als Hauptgemengteil Plagioklas, und zwar nach dem Maximum der Auslöschungsschiefe Andesin in schmalen,

richtungslos gestellten Leistchen. Die Zwischenräume erfüllt ein Aggregat aus Chlorit, Kalzit, Titaneisen mit Leukoxen und Pyrit. Auch im Plagioklas hat sich Kalzit schon ausgeschieden. Ein Teil des Grinserganges und jener bei St. Georgen besitzen eine fluidale Paralleltextur, indem die Plagioklasleisten zwischen flaserigen Chloritsträngen parallel eingeordnet sind, wobei aber immer einzelne Plagioklase noch quergestellt bleiben und von den Chloritsträngen umflossen werden. Keinerlei Kataklase der Feldspate deutet auf einen mechanischen Ursprung der Struktur. Auch am Landeckergang ist der äußerste Kontaktrand gegen den Phyllit parallel der Grenzfläche sehr ausgeprägt schieferig-fluidal struiert, wobei sich die hier einsprenglingsartig hervortretenden wenigen Plagioklasleisten nur teilweise der Flaserung einordnen.

Die Randzone des Grinserganges ist von bedeutend geringerer Korngröße (auch bei Landeck) und ist porphyrisch struiert mit ophitischer Grundmasse. Die Menge des Plagioklases ist beträchtlich geringer als im Kerngestein.

Der Gang an der Straße Pians—Tobadill ist ebenfalls porphyrisch struiert, die gut idiomorphen Plagioklaseinsprenglinge sind aber fast ganz durch eingewanderten Chlorit ersetzt, was auch der Grund sein dürfte, warum die porphyrische Struktur makroskopisch fast ganz verschwindet. Das Gestein ist für das freie Auge dicht und unvollkommen flaserig. U. d. M. sieht man eine heftige Druckflaserung — im Gegensatz zu den anderen Gängen, die sehr wenig oder gar keine Kataklase aufweisen. Einer der Schliffe zeigt außerdem stark verquetschte Mandelräume (Mandelsteindiabas), welche mit einer dünnen Rinde chloritischer Substanz ausgekleidet und im Innern hauptsächlich von Kalzit erfüllt sind. Vergleiche mit Schliffen flaseriger Diabasmandelsteine (Spilite) aus den Bündnerschiefern des Oberinntals (zum Beispiel vom Vidertal) zeigen gute petrographische Uebereinstimmung.

Die Gänge im Phyllit können nach ihrer Struktur und Zusammensetzung als Diabas bezeichnet werden unter der Annahme, daß der Pyroxen völlig durch jene Kalzit-Chloritgemenge ersetzt worden ist. Sie stimmen in ihren typischen Vertretern gut mit jenen Diabasgängen überein, welche den Rand der Oetztalergneise gegen die Bündnerschiefer durchsetzen [1]) einerseits in der Struktur, anderseits in dem besonders hohen Plagioklasgehalt. Der Erhaltungszustand der Pyroxene ist bei den Oetztalergängen besser.

Gänge im Glimmerschiefer. In den Granat- und Staurolithglimmerschiefern auf den Kämmen und der Südabdachung des Rifflerstockes treten Gänge auf: am Lattejoch und östlich desselben, an den Felshängen gegenüber der Edmund-Grafhütte (Fuß des Weißkogelkammes), auf der Blankaspitze (nordwestlich nahe dem Gipfel), auf dem Rifflerkopf ober Kappl und am Weg von Kappl nach Obermühlen. Sie sind ebenfalls feinkörnig bis dicht und massig struiert, ihre Farbe ist etwas heller und mehr graulich als bei den Phyllit-

---

[1]) W. Hammer, Ueber einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntals. Zeitschr. d. Ferdinandeums, III. Folge, 59. Heft, Innsbruck 1915, S. 67.

gängen. Jener bei Obermühlen ist grobkörnig und deshalb fein weißgrüngrau gesprenkelt, jener östlich des Lattejochs ist ähnlich.

Soweit die Lagerungsverhältnisse sichtbar sind, scheinen es durchwegs Lagergänge zu sein, nur jener am Nordwestgrat der Blankaspitze erweckt eher den Eindruck eines durchbrechenden Ganges.

Ihr Erhaltungszustand ist eher noch schlechter als bei den Gängen im Phyllit. Am frischesten ist der Gang bei Obermühlen.

U. d. M. erscheint die Struktur panidiomorph-körnig und stets richtungslos mit einziger Ausnahme des Ganges am Rifflerkopf, der eine schwache Paralleltextur besitzt. Kurze Leistchen von Plagioklas (Oligoklas) bilden den einen Hauptbestandteil wie in den Phyllitgängen, daneben ist hier aber auch der femische Bestandteil in idiomorpher Ausbildung und in bedeutender Menge vorhanden in Gestalt von grüner Hornblende. Der Plagioklas sammelt sich gern in kleinen Gruppen, deren Leistchen dann miteinander verwachsen. Sie besitzen oft einfachen zonaren Bau. In seiner Gesellschaft findet sich dann Quarz in geringer Menge in rundlichen Körnern. Die Hornblende besitzt kräftigen Pleochroismus von dunkelgrün $\parallel c$ zu hellgelblich $\perp c$, ist langprismatisch geformt, ohne Endflächen und geht oft randlich in schilfige Art mit blasserer Färbung über. Häufig beobachtet man Zwillingsbildung. Alle Gänge enthalten reichlich Ilmenit mit Leukoxenrand. Sekundäre Bestandteile sind Chlorit, Epidot, Zoisit, welche die Zwischenräume zwischen den idiomorphen Gemengteilen erfüllen nach Art der Pyroxene, beziehungsweise deren Umsatzminerale in den Diabasen. Bei stärkerer Umwandlung des Gesteins sind dann auch die Plagioklase davon erfüllt. In dem Gestein von Obermühlen ist Sillimanit in feinen gegliederten Nadeln und Büscheln allerfeinster solcher enthalten. In den anderen ist gleichlaufend mit dem sinkenden oder fehlenden Quarzgehalt auch nur sehr wenig oder kein Sillimanit. Der Hornblendegehalt ist in den quarzarmen größer.

Diese Gänge weichen durch den Gehalt an Hornblende und deren Ausbildung bei sonst großer struktureller Aehnlichkeit von den Diabasen ab, nähern sich mehr den lamprophyrischen Ganggesteinen und könnten hier den Spessartiten zugeordnet werden. Bückings[1]) Hornblende-Camptonite im Spessart sowie der von Andreae[2]) beschriebene Hornblende-Kersantit von Albersweiler sind den Paznaunergängen der Beschreibung nach sehr ähnlich, besonders letzterer.

Von den Gängen am Oetztalergneisrand sind manche durch die Idiomorphie der langprismatischen Pyroxene strukturell sehr ähnlich, so daß man bei einer Umwandlung des Pyroxens in Hornblende übereinstimmende Gesteinsformen erhalten würde. Die Hornblende der Paznauner Gänge deutet durch ihre Tracht, besonders durch die randliche Fortwachsung in blässerer Hornblende, eher auf sekundäre Entstehung. Die echten Spessartite aus dem Spessart führen braune Hornblende in kurzprismatischen Kriställchen, außerdem oft Olivin, beziehungsweise pilitische Umwandlungsprodukte desselben, was den Paznauner Gesteinen völlig fehlt.

---

[1]) Bücking, Abhandl. d. preuß. geol. Landesanstalt. N. F., Nr. 12, Berlin 1893.
[2]) Andreae, Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesell. XLIV. Bd., 1892, S. 824.

Herr Chemiker Dr. O. Hackl hatte die Freundlichkeit, zwei Proben der Ganggesteine chemisch zu analysieren; sie sind im nachfolgenden unter I und II aufgeführt. Zum Vergleich wurde unter III die von demselben Chemiker früher durchgeführte Analyse eines Diabasganges aus dem Oetztaler Gneisrand danebengestellt. Sie ist in der oben zitierten Arbeit in der Ferdinandeumszeitschrift 1915 zuerst abgedruckt worden.

I. Gang bei Hinterstrengen, am Fließer Sonnenberg.
II. Gang am Weg von Kappl (Kirche) nach Obermühlen.
III. Gang am Mathankopf ober Fendels.

	Gewichtsprozente			wasserfreie Molekularprozente		
	I	II	III	I	II	III [1]
SiO_2	54·97	57·53	52·58	64·8 (}SiO_2 + TiO_2)	66·0 (}SiO_2 + TiO_2)	59·1
TiO_2	3·30	3·00	(nicht bestimmt)			—
Al_2O_3	15·59	15·31	20·20	10·3	9·9	13·4
Fe_2O_3	2·14	1·78	3·83	9·5 (}Fe_2O_3 + FeO)	7·9 (}Fe_2O_3 + FeO)	7·9 (}Fe_2O_3 + FeO)
FeO	8·21	6·94	5·01			
CaO	3·09	5·68	6·73	3·7	6·7	8·1
MgO	3·13	2·66	3·81	5·3	4·4	6·4
K_2O	0·33	0·91	1·24	0·3	0·6	0·9
Na_2O	5·37	4·07	3·88	5·9	4·3	4·2
P_2O_5	0·43	0·46	(nicht bestimmt)	0·2	0·2	—
H_2O (Gesamt)	3·10	1·80	3·12	—	—	—
CO_2	0·48	0·52	0·17	—	—	—
	100·14	100·66	100·57	100·0	100·0	100·0

Gruppen- und Projektionswerte nach Osann.

	I	II	III
s	64·8	66·0	59·1
A	6·2	4·9	5·1
C	3·7	5·0	8·1
F	14·8	14·0	14·3
a	5·0	4·1	3·7
c	3·0	4·2	5·9
f	12·0	11·7	10·4
n	9·5	8·8	8·2
m	10·0	8·7	10·0
k	1·09	1·23	0·96

Typenformeln:

I: $s_{65}\ a_5\ c_3\ f_{12}$
II: $s_{66}\ a_4\ c_4\ f_{12}$
III: $s_{59}\ a_4\ c_6\ f_{10}$

[1]) Bei der ersten Veröffentlichung dieser Analyse (1915) ist bei der Umrechnung in Molekularproportionen bei Al_2O_3 ein kleiner Rechenfehler unterlaufen, der hier richtiggestellt ist. Die Umänderung bezieht sich auf die Dezimalen von SiO_2, Al_2O_3, CaO und Na_2O und äußert sich auch in den Osannschen Werten.

Ueber die verwendeten Analysen-Verfahren teilte mir Herr Dr. O. Hackl folgendes mit:

„Der Aufschluß erfolgte mit Soda. Die Kieselsäure wurde durch zweimaliges Eindampfen abgeschieden und durch Abdampfen mit Flußsäure und Schwefelsäure wurden die Verunreinigungen bestimmt. Aluminiumoxyd, Eisenoxyd etc. wurde durch doppelte Fällung mit Ammoniak unter Zusatz von Filterbrei abgeschieden und die noch im Filtrat befindliche Spur durch Konzentration mit Ammoniak in der Platinschale gewonnen. Das Gesamt-Eisen wurde in den vereinigten gewogenen Niederschlägen nach dem Aufschluß mit Pyrosulfat und Reduktion durch Schwefelwasserstoff mit Permanganat titriert, darauf Titan kolorimetrisch ermittelt. Im Filtrat wurde Kalzium und Magnesium nach Richards getrennt. Eisenoxydul wurde nach dem Verfahren von Washington bestimmt und die Ermittlung der Alkalien erfolgte nach der Methode von L. Smith, ihre Trennung mittels Platinchlorwasserstoffsäure. Die Phosphorsäure wurde nach dem Aufschluß mit Flußsäure und Salpetersäure nach Woy gefällt und als Phosphormolybdänsäure-Anhydrid gewogen. Die Menge des Gesamt-Wassers und der Kohlensäure wurde durch Glühen mit Bleioxyd im offenen Rohr und Absorption bestimmt."

Die vom Chemiker gefundenen Gewichtsprozente wurden dann auf wasserfreie Molekularprozente umgerechnet und daraus zum besseren Vergleich mit anderen Analysen nach der Methode von Osann Gruppen- und Projektionswerte abgeleitet (2. Tabelle).

Der Vergleich der Analysen zeigt, daß der Gang von Hinterstrengen, welcher als Typus der Gänge im Phyllit von Landeck gewählt wurde, und jener in Kappl in ihrem Chemismus miteinander weitgehend übereinstimmen und ebenso auch dem Gang am Mathankopf als Vertreter jener im Oetztaler Gneis nahestehen, so daß eine Abtrennung in verschiedene Ganggesteinsgruppen chemisch nicht begründet ist.

Es gilt für die beiden neu analysierten Gesteine dasselbe, was für den Mathankopfgang a. a. O. ausgeführt wurde: Unter den von Osann aufgestellten Typen sind am nächsten einerseits die Pyroxenandesite, Labrador- und Augitporphyrite, Typus Buffallo Peak (s_{63} $a_{3\cdot5}$ c_4 $f_{12\cdot5}$), und St. Egidi (s_{64} $a_{3\cdot5}$ $c_{5\cdot5}$ f_{11}) und der Basalttypus Cascade Range (s_{62} $a_{3\cdot5}$ $c_{3\cdot5}$ f_{11}), anderseits die Dioritporphyrittypen Lienz (s_{66} a_4 $c_{5\cdot5}$ $f_{10\cdot5}$) und Schaubachhütte (s_{61} a_4 $c_{3\cdot5}$ $f_{11\cdot5}$); in der Dreiecksprojektion übergreifen sich die Verbreitungsfelder der Diabase (Augitandesite etc.) und der Dioritporphyrite in diesen mittleren Typen und in diesem gemeinsamen Feld liegt auch die Projektion obiger Tiroler Gänge. Die Struktur der hier behandelten Gänge und ihre mineralische Zusammensetzung veranlassen, sie zu ersteren zu stellen.

Fast vollständig gleich ist der Mittelwert der Diabasgänge in der Elferspitzgruppe (Reschenscheideck): s_{60} a_4 c_4 f_{12}, während die betreffenden Gesteine des Unterengadins nach der Zusammenstellung von Grubenmann, wie schon a. a. O. erwähnt, stärker davon abweichen, entsprechend ihrem höheren Gehalt an dunklen Gemengteilen.

Die oben nach dem mikroskopischen Befund aufgestellte Vermutung, daß der Gang von Kappl eher zu den Spessartiten gerechnet werden müßte, bestätigt sich in der Analyse nicht.

Die von Osann aufgestellte Typenformel für Spessartit ist wesentlich verschieden: s_{58} a_4 c_1 f_{15}. In ihr kommt der Reichtum an dunklen Gemengteilen und die höhere Acidität der Feldspate zum Ausdruck (Gehalt an Kalifeldspat, Quarz). Allerdings gründet sich diese Formel nur auf eine Analyse, aber auch die in Rosenbusch' Handbuch enthaltenen Spessartitanalysen weichen wesentlich von jenen der Oberinntaler Gänge ab durch ihren weit höheren Gehalt an MgO sowie in der Menge und dem gegenseitigen Verhältnis der Alkalien. Dagegen ist unter den von Osann im III. Teil seiner „Beiträge zur chemischen Petrographie" mitgeteilten Analysen ein Spessartit von Belknap Mts., U. S. A. aufgeführt, der nach Menge und Verhältnis seiner chemischen Bestandteile ziemlich gut übereinstimmen würde mit dem Gang von Kappl, der aber gegenüber den typischen Spessartiten eben eine Ausnahme zu bilden scheint. Wenn man alle die bei Osann aufgeführten Spessartite zusammennimmt, wäre diese Gesteinsart chemisch noch sehr unscharf umgrenzt.

Aus dem Zusammenhalt von Analysen und Dünnschliffbefund ergibt sich also, daß alle die Gänge im Phyllit-, Oetztaler- und Silvrettagneis zu einer Gruppe diabasischer Ganggesteine gehören.

6. Verrucano.

Der Phyllit wird transgressiv überlagert von klastischen Sedimenten verschiedener Art, welche der in Westtirol als Verrucano bezeichneten Formation angehören; ihr Alter wird nur dadurch bestimmt, daß sie jünger ist als das Gneis- und Phyllitsystem und deren jungpaläozoische Faltungsphase und älter als der Buntsandstein, welcher sie überlagert. Die Abgrenzung des Verrucano vom Buntsandstein ist aber keine scharfe und im einzelnen oft schwer zu entscheiden infolge Aehnlichkeit gewisser beiden gemeinsamer klastischer Bildungen.

In der Phyllitzone von Landeck ist er einerseits an ihrem Nordrande in ausgedehnten und stellenweise sehr mächtigen Ablagerungen erhalten und anderseits in bedeutend bescheideneren Resten im Innern und am Südrand der Zone.

Da alle Verrucanozüge im Bereich mehr oder weniger starker Bewegungshorizonte des Gebirgsbaues liegen, so kann nirgends verläßlich von einem vollständigen Normalprofil gesprochen werden. Sicher wirken außer den tektonischen Störungen auch primäre Schwankungen der Ablagerungen, wie sie bei einer aus grobklastischen und feinschieferigen Absatzgesteinen gebildeten Schichtfolge in der Natur der Bildung begründet sind, mit, um die Reihenfolge der Gesteine in den verschiedenen Profilen wechselvoller zu gestalten.

Am reichhaltigsten sind die Profile des Nordrandes zwischen Flirsch und Grins.

Im Schneckenbachgraben und Rammlestobel erscheint an der Grenze gegen den Phyllit ein Quarzfels, weiß, dickbankig, dicht, mit einzelnen Kristalldrusen, übergehend in Quarzite mit etwas Serizit.

Weiter nördlich im Kohlwald und bei Tanugg kommt ein zweiter Zug solchen Quarzfelses. Beiderseits des Malfontals ist er ebenfalls stark entwickelt; daneben besonders mächtig weiße und hellrötliche, sehr harte massige Quarzite, welche beim hinteren Lahngang größere gutgerundete Quarzgerölle eingeschlossen enthalten. Die Quarzite begleiten sowohl hier als bei Flirsch dann grobe Quarzkonglomerate und grünliche, quarzbrockenreiche Arkosen. Diese leiten über zu den feineren klastischen Gesteinen: Arkosen, rötliche und grünliche Quarzsandsteine. Eine zweite Gesteinsgruppe — mit Uebergängen zu obigen — sind dann die serizitischen Schiefer von violetter, rötlicher und hellgrüner Farbe, oft fleckig in der Farbe wechselnd, mannig-

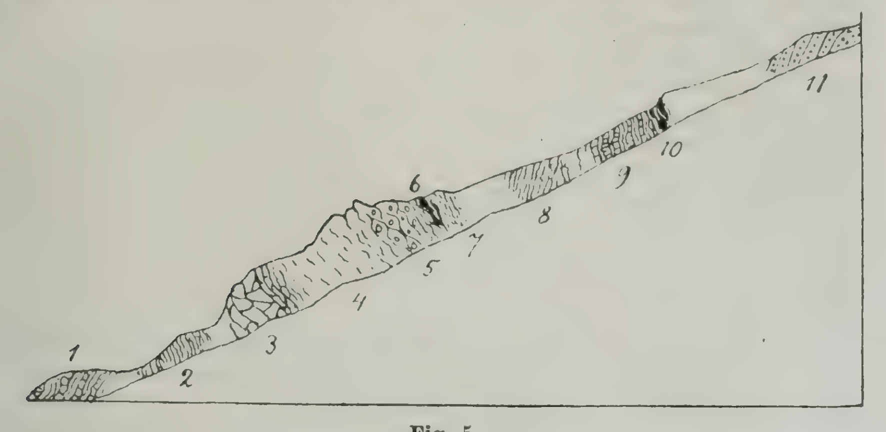


Fig. 5,

Verrucanoprofil im Schneckenbachtobel bei Flirsch.

1 = quarzitischer Phyllit. — 2 = Phyllit. — 3 = Quarzfels und Quarzit. — 4 = grünlich und violett gefleckte Serizitschiefer. — 5 = dunkle phyllitische Schiefer mit Quarzgeröllen. — 6 = schwärzliche mylonitische Schiefer. — 7 = grünliche, sandige, serizitische Schiefer. — 8 = Phyllit. — 9 = quarzitisch-gneisige Art des Phyllits. — 10 = wie 6. — 11 = violette und grünliche sandige Schiefer.

faltige sandigglimmerige und tonige Schiefer, schließlich dunkle, blaugraue oder schwärzliche Phyllite, deren Zugehörigkeit oft fraglich ist, da zweifellos auch Einschuppungen echter Phyllite in mehreren Profilen vorliegen.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß neben klastischen Sedimenten auch solche eruptiven Ursprungs vorkommen. Im Kohlwald bei Flirsch sind rötliche, körnig-schiefrige Gesteine im Verrucano enthalten, an deren Querbruch einsprenglingsartig hervortretende Quarzkörner, durchschnittlich von Hanfkorngröße, sichtbar sind: im Dünnschliff zeigen sie teilweise noch die buchtig gerundeten Umrisse von magmatisch korrodierten Einsprenglingen, seltener auch einzelne Kristallkanten. Sie liegen in einer äußerst feinkörnigen, schlierig-flaserigen Serizitquarzgrundmasse, im ganzen das Bild eines intensiv druck-

metamorphen Quarzporphyres. Auch ein Schliff aus dem Schneckenbachtobel zeigt ein ähnliches porphyritisches Gestein.

Die Quarzfelse lösen sich im mikroskopischen Bilde in Aggregate von Quarzkörnern auf, welche die intensivste Pressung ineinander verzahnt und oft plattgedrückt hat. Alle Uebergänge leiten über zu stark kataklastischem Quarzsandstein und zeigen, daß hier ohne Umkristallisation die Sandsteine durch eine mechanische Deformation in jene makroskopisch als massige Quarzfelse und Quarzite erscheinenden Gesteine umgebildet wurden.

Der Buntsandstein besteht aus lockerer gebundenen roten und weißen Quarzsandsteinen, welche in manchen Lagen unter dem Einfluß der Verwitterung zu Reibsand zerfallen. Die serizitischen Schiefer fehlen, die Metamorphose ist geringer, meist wohl ganz fehlend.

An der Nordseite des Vennetberges ist der Verrucano nur sehr lückenhaft erhalten, mehrfach grenzt der Phyllit unmittelbar an Triaskalke (zum Beispiel bei Rifenal, Lahnbach), bei Grist liegen nur ein paar Meter weißer Quarzfels und bunte grobe Arkosen zwischen Phyllit und Triaskalk, die gegen Osten auch bald auskeilen. Ein längeres Profil gibt der Markbach (Imsterberg). Zunächst am Phyllit stehen hier bunte, grobkörnige Arkosen an, dann folgen rote grobe Sandsteine und Arkosen und schließlich ein bräunlicher Quarzit und Quarzfels. Beiderseits der unteren Vennetalm schieben sich Phyllitblätter zwischen Trias und dem Verrucano ein, der aus rötlichen, grobkörnigen quarzreichen Arkosen und gelblichen Serizitschiefern besteht.

Erst bei Arzl in der Schlucht des Pitztalerbaches ist wieder ein relativ vollständiges Profil Triaskalk-Buntsandstein-Verrucano zu sehen, beide in beträchtlicher Mächtigkeit, letzterer hauptsächlich durch grobes Quarzkonglomerat vertreten.

Im Innern des Phyllitbereichs sind schmale Züge von Verrucano zwischen Zintlkopf und Tobadill eingeschaltet. Der Zug nördlich von Larch bei Pians besteht aus weißem massigem Quarzfels in Verbindung mit stark geflaserten groben Quarzbreccien. Der südliche Zug beginnt bei Larch, übersetzt die Sanna und die Bahnstrecke und zieht im Hang zwischen Tobadill und Station Pians durch. In einem Steinbruch sieht man hier über Granatphyllit ölgrüne und violettschwarze serizitische Schiefer und darüber lichtgrüne, grobkörnige serizitarme Arkosen mit vielen weißen Quarzgeröllen. Im westlichen Teil des Zuges — an der Bahnstrecke und an der Reichsstraße unter Larch — zerfasert er sich in mehrere ganz schmale Lagen von rotvioletten sehr feinsandig-glimmerigen blättrigen Schiefern, gelbgrünen Schiefern und quarzreiche Lagen verquetschter und verflaserter Quarzkonglomerate, welche durch Phyllitlagen getrennt werden und mit diesen auf das engste konkordant verbunden sind.

Abweichend in der Gesteinsart davon sind die Einschaltungen in dem Phyllit am Nordwestkamm der Thialspitze in ungefähr 1800 *m* Höhe. Sie bestehen aus dunkelvioletten bis schwärzlichen, dünntafeligen, fein-sandigglimmerigen Schiefern. Dazwischen liegen dünne lichtgrüne Lagen mit weißlichen dolomitischen Flasern. Außerdem findet man (im Hangenden) schwärzliche und dunkelgrüne Schiefer, auf deren Querbruch viele kleine Putzen von Limonit her-

vortreten. Auch die violetten Schiefer enthalten Knötchen von sekundärem Eisenerz, wahrscheinlich auch Eisenspat. Dieselben Schiefer mit Limonit findet man auch tiefer unten im Waldhang undeutlich aufgeschlossen.

Der geringe Grad der Metamorphose, der feinklastische Charakter des Sediments, das Fehlen aller groben Quarztrümmergesteine und die kalkigen Schmitzen erwecken die Vermutung, ob diese Gesteine nicht eher dem Buntsandstein zugehören. Doch fehlen die typischen Sandsteine desselben.

Während die Verrucanogesteine am Nordrand vielfach ihre primäre klastische Struktur noch sehr deutlich erhalten haben, sind die Verrucanoschollen am Südrand der Zone sehr stark verschiefert und verquetscht, da sie im Ausstreichen von Schubflächen und in breiten Mylonitzonen zutage kommen.

Am besten ist er hier im Urgtal zu sehen, besonders an dem linksseitigen Gehänge. Es stehen hier die typischen fleckig (lichtgrün, blaugrau) gefärbten serizitischen Schiefer mit verdrückten Quarzgeröllen an. Ueber den Kamm des Rauchkopfes und Thialspitz hin sind dann als eigentliche Verrucanogesteine nur stark verquetschte, grünlich und schwärzlichviolette, auch stahlgraue phyllitische Schiefer zu verfolgen.

Sie stehen am Rauchkopfkamm in engstem Verband mit kalkigen Schiefern. Es sind graue, flaserige Kalkschiefer mit grünem serizitischem Belag, graue, dünnbankige Kalke mit brauner Anwitterung, graue Kalkschiefer mit schwärzlichen, tonig-glimmerigen Lagen, gelblich verwitternd; grünlichgraue und bräunliche, grobkörnige, quarzitisch-kalkige Gesteine, narbig-schieferige Lagen und quarzitisch-serizitische, schwach kalkhältige Schiefer und grüne, serizitische Schiefer mit gelben Kalkflasern. Beiderseits wird die Folge von den Verrucanophylliten umschlossen, die sie linsenförmig abschließen. Es erscheint als der Rest einer kleinen, zusammengeklappten Mulde.

Diese kalkigen Schichten entsprechen lithologisch völlig den Schichten am Uebergang vom Verrucano, beziehungsweise Buntsandstein zum Muschelkalk in der Sesvennagruppe (Rimsspitze u. a. O.) und am Jaggl bei Graun und dürften daher auch hier bereits der untersten Trias zuzurechnen sein.

Dagegen sind am Thialspitz kleine karbonatische Einschlüsse im Verrucano, welche sicher diesem zuzuzählen sind, nämlich eine ganz kleine, konkordant vom Serizitschiefer umschlossene Linse eines stark von Quarzknauern und Adern durchsetzten Eisendolomits (Netzmarmor, entsprechend dem herauswitternden Quarzgeäder). Das Vorkommen wiederholt gewissermaßen im kleinsten Maßstab die großen Linsen von Eisendolomit im Verrucano des Bündnerschiefergebietes auf der Komperdell- und Masneralm.

In der breiten Mylonitzone, welche ober der Flathalm bis nach Hintergiggl zieht, ist der Verrucano in Gestalt von rötlichen und grünlichen serizitischen Schiefern enthalten, welche auf der Giggleralm außer Quarzknollen auch kalkige Flaserchen führen. Die Verrucanoschiefer sind durch die gemeinsam mit ihren Nachbarn erlittene heftigste Druckschieferung auf das engste mit letzteren verschweißt

Ebenso wie im Bündnerschiefergebiet des Oberinntals der Verrucano der Sitz mehrfacher Erzaufbrüche ist, so ist er auch in der Phyllitzone, besonders an deren Nordrand vielfach durch Metallgehalt ausgezeichnet. Es wurden bereits in einer früheren Schrift[1]) die alten Bergbaue aufgezählt, welche im Verrucano des Stanzertals bestanden haben, näher auf dieselben einzugehen, soll Gegenstand einer besonderen Publikation werden.

Im oberen Stanzertal bricht bei Gand, Gemeinde Nasserein, in den tieferen Teilen des Verrucano Fahlerz ein in Gängen von Quarz, Spateisenstein und Baryt.

In den Verrucanoquarziten bei Strohsack, südlich Pettneu, sind die obersten Bänke desselben — angrenzend an den steil daraufliegenden diaphtoritischen Phyllit — reichlich mit Malachitabsätzen erfüllt; Versuchsstollen darauf wurden in letzter Zeit angelegt. Weitere alte Schurfbaue befinden sich im Kohlwald bei Flirsch im roten sandigen Verrucano: Fahlerz, Kupferkies und Schwefelkies nebst sekundären Kupferkarbonaten in einer Gangart von Quarz und Eisenkarbonat bildeten das Ziel derselben. Auf Kupfererze wurde auch weiter östlich im Rammlestobel in den Verrucanoquarziten geschürft.

Die alten, gänzlich verfallenen Schurfbaue im Schwarzwald, südwestlich Landeck, und auf der Flath- und Giggleralm bewegen sich in Störungszonen, welche Verrucanoschollen enthalten. Bei der kleinen unteren Verrucanoeinschaltung am Nordwestkamm der Thialspitze sieht man den hangenden Phyllit dicht mit Kies imprägniert. Auch am Thialspitz selbst sind in der betreffenden Zone Fahlerzanflüge zu bemerken.

Die Quarz-Eisenkarbonatadern, welche in den Bauen des Stanzerstals die edleren Erze mitbringen, sind in der Verrucanozone des Nordrandes weit verbreitet. Starke solche Adern sieht man zum Beispiel in der Schlucht des Markbachs (Imsterberg), sowohl den Verrucano als den angrenzenden Phyllit durchsetzen. Das gleiche sieht man an dem Verrucano unterhalb Tobadill. Westlich der Station Pians sind ein alter und ein jüngerer Schurfbau angesetzt, welche kieshältigen derartigen Quarz-Eisenspatgängen nachgingen.

Gleichzeitig enthalten aber vielenorts die Verrucanogesteine auch lose in lockerer Verteilung eingesprengt Eisenkarbonat und Kies und für gewisse Schieferzüge ist der Gehalt an limonitisierten derartigen Putzen ganz charakteristisch. Ebenso aber sind die an den Verrucano angrenzenden Phyllite sehr häufig durch einen auffallenden Gehalt an sekundären Eisenerzen ausgezeichnet. Solche rostfleckige Phyllite, die sich dann oft schwer von den mit gleichem Gehalt ausgestatteten Verrucanoschiefern unterscheiden lassen, sind längs des ganzen Nordrandes am Vennetberg hin zu verfolgen, auch an Stellen, wo der Verrucano jetzt tektonisch ausgeschaltet ist.

Der Verrucano der Phyllitzone stimmt lithologisch völlig überein mit jenem im Bündnerschiefergebiet des Oberinntal und weiterhin auch

---

[1]) Ueber Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntals. Zeitschr. d. Ferdinandeums in Innsbruck. 1915.

mit jenem im oberen Vintschgau. Wir haben an ihm einen durch ganz Westtirol gleichbleibenden Gesteinshorizont, dessen Wechsel in der Gesteinsart im einzelnen bedingt ist durch die Beschaffenheit des transgredierten Grundgebirges und durch kleine Schwankungen im Grad der Metamorphose, insbesondere in der Stärke der tektonischen Beanspruchung.

Es ist in letzterer Hinsicht bemerkenswert, daß am Nordsaum der Phyllitzone die Gesteine des Verrucano am besten ihre ursprüngliche Gesteinsstruktur und Zusammensetzung bewahrt haben, während im Innern der Zone sehr stark verschieferte und verquetschte Gesteine herrschend sind.

B. Tektonik.

Im ganzen Bereich der Phyllitzone fallen die Schichten gegen Süden ein und streichen in der Richtung nahe Ost-West, mit geringen Schwankungen gegen ONO (Vennetberg) oder WNW (Stanzertal). Die Neigung der Schichten ist fast durchwegs eine steile, oft nahe an die senkrechte hinreichend. Eine Ausnahme hiervon machen die höheren, schon außerhalb der eigentlichen Phyllite liegenden Teile des Rifflerstockes mit ihrer teilweise sehr flachen Lagerung, worauf unten noch zurückgekommen werden wird.

Auch der Rand der Silvrettagneise im unteren Paznaun und von dort bis Pontlatz besitzt die gleiche Lagerung, so daß man in einem Profil vom Kalkalpenrand bis über die Thialspitzgruppe immer über konkordant südfallende Schichten hingeht.

Dabei ist die Reihenfolge derart, daß die Gneise das Hangende bilden, steil unter sie der Phyllit einschießt und desgleichen unter den Phyllit der Verrucano. Auch der Buntsandstein, die Rauchwacke und die untersten Triaskalke befinden sich am Kalkalpenrand größtenteils noch in gleicher Stellung und bilden mit jenen älteren Formationen zusammen eine gewaltige, steil überkippte Schichtfolge.

1. Nordrand der Phyllitzone.

Der Verrucano steht, abgesehen von begrenzten örtlichen Schubbewegungen, im primären Ablagerungsverband mit dem Phyllit als transgressive Bildung. Die groben Quarzablagerungen entnahmen ihr Material den Quarzknauern der Phyllite und den zahlreichen Quarziten. Untrennbar mit dem Verrucano ist der Buntsandstein verknüpft, oft eine Grenze kaum sicher anzugeben; beide, besonders aber letzterer ist tektonisch wenig deformiert worden.

Erst in den Triaskalkmassen stellen sich große Verschiebungen ein, doch bilden vielfach die unteren Teile derselben noch eine tektonische Einheit mit Buntsandstein-Verrucano.

Die Schichtfolge Verrucano-Trias ist nirgends auf längeren Strecken zusammenhängend erhalten, sondern ähnlich wie der Verrucano am Phyllitrand in linsenförmige Partien zerteilt durch die Schub-

flächen. Die Hauptbewegungszone schneidet am Südrand der lang hinziehenden Kreidezone der südlichen Lechtaleralpen durch und je nachdem sie mehr oder weniger tief in die südlich angrenzende Triaszone eingreift, sind mehrere Glieder der Schichtfolge erhalten oder die meisten weggeschoben. Soweit aber die Schichtfolge erhalten ist — und stellenweise reicht sie bis zum Hauptdolomit und Rhät —, schließt sich dieselbe mit gleichem steilem Südfallen konkordant an den Verrucano und Buntsandstein an.

Die äußerst verwickelten Profile des Kalkalpenrandes hat O. Ampferer[1]) beschrieben und wird noch weitere genauere Darstellung darüber geben, worauf hier verwiesen sei.

Am Kalkalpenrand im Ennstal besteht, nach einem von Dr. Trauth[2]) in der Geologischen Gesellschaft gehaltenen Vortrag ein ähnliches Verhältnis, insofern auch dort die Werfener Schichten noch im primären Verband mit den Phylliten stehen und erst in und über ihnen die Schubflächen einsetzen.

Von Schuppungsflächen zweiter Ordnung wird auch der Verrucano im Inntal und Stanzertal getroffen. Dies ist schon durch jene Stellen bezeichnet, wo die Phyllite direkt an den Triaskalk angrenzen, wie bei Lahnbach und Rifenal am Vennetberg. Es fehlen hier sowohl jegliche Zeichen einer Transgression der Kalke direkt über Phyllit, als auch die stark gestörte Lagerung der Triasschichten, sowie der diaphtoritische Charakter der Phyllite die Aneinanderlagerung als tektonisches Produkt erscheinen lassen.

Auf der unteren Vennetalm, östlich der Almhütten, schiebt sich zwischen Verrucano und Triaskalk — wo bei Arzl der Buntsandstein liegt — eine schmale Zone von Phyllit ein, der seiner Gesteinsbeschaffenheit nach nicht zum Verrucano gehört und auch mit der geschlossenen Phyllitmasse gegen Osten zusammenhängt. In der Schlucht westlich der Alm (Schlucht des Imsterauerbaches) liegt zunächst am Triasdolomit eine geringmächtige Schichte von Phyllit (mit den rostigen Eisenkarbonatnestern, wie die verrucanonahen Phyllite am Vennetberg sie fast allenthalben führen), darüber lichtgelbliche Serizitschiefer und gepreßte Arkosen des Verrucano, dann nochmals Phyllit gleicher Art wie unten und über diesem gleichmäßig bergeinfallenden Wechsel erst rote und weiße Quarzsandsteine, Quarzfels und Arkose von bedeutender Mächtigkeit. Ueberlagernd folgen dann wieder eisenschüssige Phyllite und hierauf die geschlossene Folge der gewöhnlichen Phyllite.

Deutlicher und in größeren Massen ist die Einschiebung von Phyllit am Südfuß der Passeierspitzgruppe zu sehen im obersten Teil des Lattenbachgrabens. (Profil Fig. 6.) Die große Masse der steil südfallenden, grobklastischen Verrucanogesteine wird gegen Norden hin von einem Zug stahlgrauer Phyllite mit Quarzknauern unterlagert und unter diese wieder fallen die weißen und roten Quarzsandsteine (mit Rauhwackenlinse) des Buntsandsteins und auch noch die nächsten Lagen des Triaskalks ein. Der Phyllitzug verbreitert sich gegen Osten und

[1]) Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1911.
[2]) Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien 1916, S. 77 uff.

hängt dort mit dem Phyllitbereich von Grins zusammen. Auch gegen Westen setzt er sich auf die Weideböden der Dawinalm hin fort und taucht auf der schönen Vorhöhe von Tanugg wieder zwischen Verrucano und den Kalkwänden auf. Hier ist weiter südlich noch eine zweite Phylliteinschuppung im Verrucano. Im Schneckenbachgraben schiebt sich im unteren Teil der breiten Verrucanozone Phyllit ein (siehe Fig. 5), desgleichen bei Bach nördlich Flirsch. In diesem gut aufgeschlossenen Profil ist auch zwischen Verrucano und dem Muschelkalk der Bergwände nochmals Phyllit eingeschoben.

Es ist also die Verrucanozone von Schuppungsflächen durchschnitten, die wahrscheinlich gleichwertig sind den Schubflächen, welche den Phyllit durchsetzen, wie weiter unten beschrieben wird.

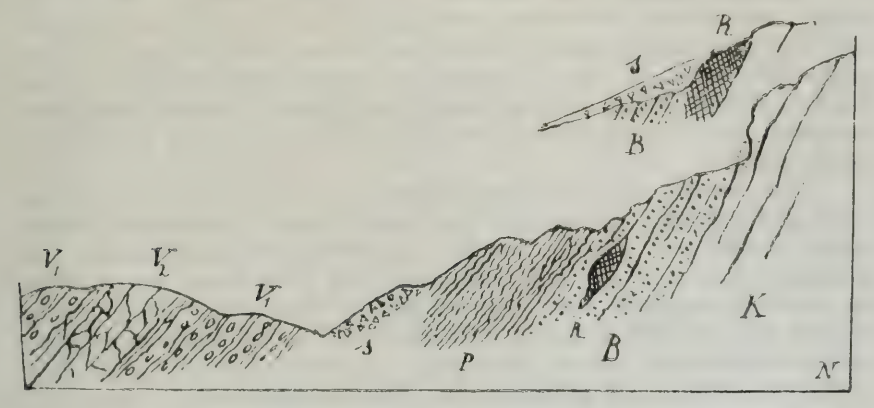


Fig. 6.

Verrucanoprofil über dem Lattenbachgraben.

K = lichter Triaskalk. — *B* = weißer und roter feinkörniger Sandstein. — *R* = gelbe Rauchwacke. — *P* = stahlgraue Phyllite mit Quarzknauern. — V_1 = weiße grobkörnige Quarzite. — V_2 = violette und grünliche Arkosenschiefer und phyllitische Schiefer. — *s* = Schutt.

Die Grenzfläche Verrucano, beziehungsweise Buntsandstein gegen die Triaskalke erscheint entlang dem Vennetberg nahezu seiger, wie schon aus ihrem geradlinigen Verlauf quer über Berg und Tal (in ONO-Richtung) ersichtlich ist. Auch am Fuß der Lechtaler-Alpen ist sie sehr steil aufgerichtet, gleich wie die begleitenden Schichten beiderseits derselben. Verschiebungen quer zu ihrem Verlauf wurden nirgends beobachtet.

2. Rand der Oeztalergneise.

Schon aus der Zeichnung der Koch'schen Aufnahmskarte tritt das abnormale Grenzverhältnis zwischen Phyllit des Vennet und den Gneisen der Oeztaler-Kämme hervor, wenn auch lange nicht so auffällig als es in der neuaufgenommenen Karte in die Augen fallen wird, da G. H. Koch von Wenns an südwärts die Schichtzüge un-

unterbrochen aus dem Pillertal zum Leinerjoch hinüber durchstreichen läßt, was nicht den Tatsachen entspricht.

An der linken Talseite reichen die Phyllite bis zur Einmündung des Pillerbaches in die Pitztaler Ache, während das gegenüberliegende rechtsseitige Talgehänge bis Ried hinaus ganz aus unzweifelhaften Oetztaler Gneisen aufgebaut wird. Das Streichen der Schichten ist beiderseits des Tales wesentlich das gleiche.

Irgendwelche Zeichen einer transgressiven Anlagerung fehlen vollständig. Der unmittelbare Kontakt ist zwar größtenteils von Schuttablagerungen überdeckt, die sichtbaren Stellen zeigen deutlich die rein tektonische Aneinanderfügung beider, die ja schon aus der beiderseitigen Lagerung mit größter Wahrscheinlichkeit sich erwarten läßt.

Im nördlichsten Teil, zwischen Meierhof (Roppen) und Wald bildet eine Masse von wenig verschiefertem Biotitgranitgneis den Nordrand der Oetztaler Gneise. Die letzten Ausläufer der Phyllite gegen NO sind an der Bahnstrecke gleich oberhalb der Station Roppen, durch Glazial weit getrennt vom Gneis. In den Gräben westlich ober dem Weiler Waldele sind beide im Kontakt miteinander aufgeschlossen.

Der Phyllit ist auf eine breite Zone vom Rande hochgradig diaphtoritisch und mylonitisch, von Rutschflächen durchzogen. Eingelagert enthält er einen schmalen Streifen Albitchloritschiefer und graphitische Lagen. Er fällt steil unter den Biotitgranit ein, welcher an seiner Unterkante aufs höchste verschiefert und verarbeitet ist, so daß fast nur die dickeren Feldspatflasern seine Herkunft erraten lassen. Nach oben geht er dann rasch in einen massigen oder dickbankigen, immer noch mylonitischen Biotitgranit über.

Ganz ein ähnliches Bild bietet die Schlucht des Walderbaches bei Hoheneck. (Fig. 7.) Vom Phyllit ist hier weniger zu sehen, da er gleich unter der Schotterdecke verschwindet. Es ist ein mylonitisch-phyllitischer Schiefer, der aus den phyllitgneisähnlichen Abarten des Phyllits hervorgegangen sein dürfte. Auch er fällt unter dem Granit ein. Dieser ist ein grobflaseriger Biotitgranitgneis, welcher mehrfach kleine amphibolitische Schlieren enthält. Nur nahe dem untersten Rande wird er mylonitisch-schieferig und setzt dann mit deutlicher Grenzfläche gegen einen in eckigen Stücken brechenden dunklen, blaugrün anwitternden Mylonit ab, der ein paar Meter mächtig den Austritt der Schubfläche bezeichnet und, nach den darin noch stellenweise erhaltenen großen Feldspaten zu schließen, auch durch Zermahlung des Biotitgranits entstanden ist.

Aus beiden Aufschlüssen ist zweifellos ersichtlich, daß die Oetztaler Gneise hier an einer Schubfläche steil über den Phyllit hinaufgeschoben sind.

Die Biotitgranitmasse reicht bis Ried und bietet weiterhin keine Grenzaufschlüsse.

Im Gehänge ober Ried, gegen Krabichl hinauf, schiebt sich über dem Biotitgranit eine schmale Zone von Phyllit (Granatphyllit und Quarzite) ein (siehe Profil 4 und Tafel XIII), weiterhin eine mylonitische Zone, welche die Fortsetzung der Mylonitzone bei Steinhof und Blons ist und hier in den Oetztaler Gneisrand einschneidet. Sie

endet auf der begrünten glazialen Felsterrasse östlich Krabichl — die Walder-Schlucht jenseits der Terrasse gibt ein ununterbrochenes Gneisprofil. Ober dieser Einschubzone setzt nun neuerdings Biotitgranit ein, anfangs schmal, dann rasch sich verbreiternd, und bildet die mächtige Felsmasse über der Blonser Brücke; er ist zum Teil als schöner Augengneis entwickelt, zum Teil stark mylonitisch und wird von gangartigen Adern dichten, dunklen, muscheligbrechenden Mylonites durchsetzt. Er reicht, mit einer Unterbrechung durch einen breiten Wiesenabhang, bis unter den Hof Wiesle (gegenüber Brennwald), wo er das Ufer des Pitzenbaches erreicht: unter ihm — doch ohne Sichtbarkeit der eigentlichen Grenze — liegt noch am rechten Ufer Phyllit.



Fig. 7.

Gneisrand in der Schlucht des Walderbachs bei Hoheneck.

B = grobflaseriger Biotitgranit; *a* = amphibolitische Lagen in demselben. — *m* = Mylonit. — *s* = mylonitisch-phyllitischer Schiefer. — *gl* = Glacialschutt. *h* = Schutthalde. — *st* = Fußsteig Hoheneck—Schweighof.

Der Verlauf dieser Granitgneismasse schneidet das ostwestliche Streichen des Phyllits am anderen Ufer quer ab. Die über den Granit folgenden Oetztaler Gneise schließen sich zunächst durch nordöstliches Streichen dem Verlauf der Granitmasse an, auch der ganze Berghang von Krabichl gegen die Walder Alm hinauf weist noch dieses Streichen auf. Erst im Walder Tal, auf der Höhe des Leiner Joches und gegen Jerzens hin schwenken die Gneise dann in die normale OW- bis ONO-Richtung ein.

Von Wenns bis zur Pillerbachmündung trennen breite Schuttablagerungen die beiden unvermittelt einander gegenüberstehenden Talhänge aus Phyllit, beziehungsweise Gneis.

An der Pillerbachmündung stoßen sie wieder zusammen und bieten ein ähnliches Bild wie bei Wald. Im Oetztaler Grundgebirge setzt hier neuerlich eine große Granitgneismasse ein, welche randlich mylonitisiert ist, und unter ihr liegen in der Schlucht des

Pillerbaches die Phyllite mit einem Lager von Hornblendeschiefer, der dicht von glänzenden Harnischflächen durchwoben ist.

Diese Granitgneismasse besitzt einen nordsüdlichen Verlauf; mit entsprechendem Streichen fallen in der Pitzenbachschlucht unter Jerzens die Schiefergneise flach von ihr ab, gehen aber ober dem Dorf sofort in ostwestlichem Streichen weiter. Es kann als Wirkung der Vorschiebung der Oetztaler betrachtet werden, daß der Granitgneis derart quer hineingestaucht ist zwischen Gneis und Phyllit.

Ein schmaler Schiefergneis-Amphibolitzug teilt die Granitgneismasse in zwei Teile; der schmälere südliche setzt sich als Augen-

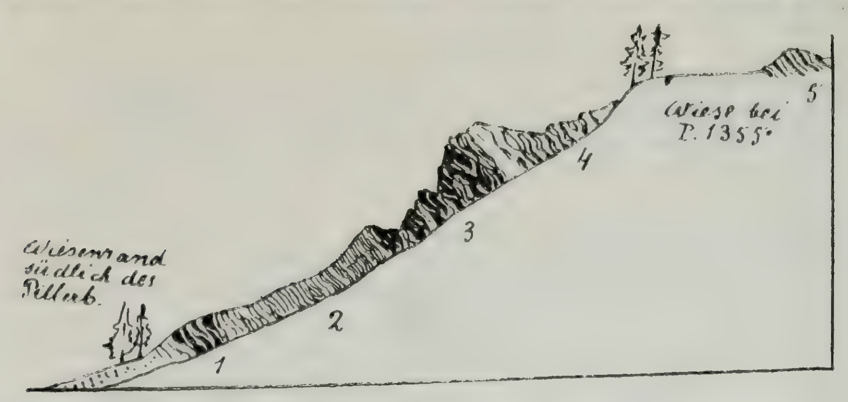


Fig. 8.

Profil durch die Mylonitzone südwestlich Matzlewald.

1 = diaphtoritische und mylonitische Schiefer. — 2 = Phyllit und Phyllitgneis. 3 = schwarze bankige Mylonite, grauer Quarzfels und schwärzliche Flasermylonitschiefer. — 4 = Adergneise. — 5 = Zweiglimmergneis mit quarzitischen Lagen.

gneis gegen SW im Gehänge des Kieleberges bis gegen Harben hin fort und ist besonders an diesem Ende auch stark verarbeitet.

Von Matzlewald gegen SW hin bildet nicht mehr der Granitgneis die Grenze gegen den Phyllit, beziehungsweise gegen die Phyllitgneise von Piller, sondern er wird zunächst noch von einem Zug von Schiefergneisen unterlagert und erst diese grenzen an die Phyllitgneise: Es zieht von dem Gehöfte Lachwiese südlich Piller bis ober Matzlewald durch die Waldhänge zwischen 1200 und 1400 *m* Höhe eine Zone von Myloniten (schwarze Flasermylonitschiefer, dichte schwarze Mylonite u. a.) hin, an manchen Stellen zwei bis drei Zonen solcher übereinander — nur östlich von Lachwiese ist auf eine Strecke hin nur ein Amphibolit ohne Mylonit an der Grenze zu sehen — und diese Mylonitzonen können als Schubrand der Oetztaler betrachtet werden. (Fig. 8.)

Die Schiefer beiderseits dieser Grenzlinie schmiegen sich in ihrem Streichen dem Verlaufe derselben an und gehen nach beiden

Seiten hin dann in das regionale ostnordöstliche Streichen über. Die Gneise südlich sind deutliche Oetztaler Biotitplagioklasgneise, teilweise mit pegmatitischen Injektionen, während unter der Mylonitzone die muskovitischen Pillerphyllitgneise anstehen.

Von Lachwiese weiter gegen Harben vermochte ich den Verlauf der Schubgrenze auf ein längeres Stück nicht festzulegen, da hier dichte Waldbedeckung und geringe, nicht entscheidende Aufschlüsse es verhindern. Man sieht zunächst nur die Phyllitgneise mit ONO-Streichen und nahezu saigerer Stellung, keinen Mylonit, jenseits der großen Sumpfflächen auf der Höhe der oberen Terrassen sind schon die heftig verquetschten Oetztaler Gesteine (Schiefergneis, Augengneis und Amphibolit) anstehend.

Der nächste Anhalt für die Annahme einer Störungsfläche ist das kleine Vorkommen von Dolomit nordnordöstlich von Harben, das ganz isoliert auf der Ostseite des Waldkopfes nördlich des genannten Gehöftes durch eine zum Kalkbrennen angelegte Grube künstlich aufgeschlossen ist. Es ist ein dunkelgrauer, splitteriger Dolomit, der sehr wahrscheinlich zur Trias gehört.

Für die Fortsetzung der Oetztaler Randlinie stehen von hier zwei Möglichkeiten offen: einerseits von Harben gegen Süden, wo wenig mehr als 1 *km* von Harben entfernt der Triasdolomitkopf (P. 1851 [1]) ober Noggls (Kaunerberg) als nördlichster Punkt des „Engadiner Fensters“ am Granitgneis des Aifenspitz abstoßt, oder von Harben gegen Westen, über die Phyllit-Triaseinschaltung von Puschlin zur Pontlatzenge und von dort zu der Südrandlinie der Phyllitzone im Silvrettagebiet im Urgtal — Thialspitze.

Leider sind gerade in diesem wichtigen Treffpunkte großer Strukturlinien die Aufschlüsse auf der vom Inngletscher abgeschliffenen muldigen Hochfläche weit auseinanderliegend und ist viel mit Wiesen und Wald überdeckt.

Am Fuße des steileren Berggehänges der Aifenspitzgruppe, südöstlich des genannten Dolomitvorkommens, setzt die große Augen- und Flasergneismasse der Aifenspitzen ein. Eine sumpfige Weidemulde trennt sie von dem Waldkopf des Dolomits. Oestlich neben den Häusern von Harben ist Muskovitgranitgneis an der kleinen Bachschlucht gut aufgeschlossen und bildet den Kopf P. 1803. Eine schmale Zone von Oetztaler Schiefergneis schaltet sich hinter ihm ein und ist noch am obersten Wiesenrand, 500 *m* südlich von Harben, anstehend zu sehen. Von hier an fehlen bis nahe an den genannten Dolomitrand ober Noggls Aufschlüsse am Fuße des Berghanges. Auf der Höhe der Aifner Alm kann man den Augengneis als zusammenhängende Masse bis ober P. 1803 verfolgen.

Es besitzt alle Wahrscheinlichkeit, daß der Granitgneisrand hier von Harben am Fuße des Berges — nur unterbrochen durch die schmale Schiefergneislage — gerade südwärts bis zu dem Sattel am Triaskopf verläuft und so auch morphologisch mit dem Wechsel der Hangneigung zusammentrifft, denn in den nun tiefer hinab folgenden

[1]) Siehe die Kartenbeilage (Tafel XXV) zu Hammer: „Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal.“ Jahrb. d. Geol. R. A. 1914.

Wiesenhängen ist kein Augengneis mehr zu finden. Der oberste Teil der Bergwiesen bietet keine Aufschlüsse; in den kleinen abwärts führenden Bachrinnsalen und auf den Felshöckern dazwischen sowie am Wege Falpaus—Puschlin stehen mehrfach Schiefergneise an, welche den Phyllitgneisen ähnlich sind. Aber die im Streichen gegen W ihre Fortsetzung bildenden Gneise im tieferen Gehänge bei Löchl und Gufer sind wieder biotitreiche Schiefergneise von der Art der Oetztaler-, beziehungsweise Silvrettaschiefergneise. An dem kleinen Hügel (P. 1529) ober Löchl, auch daneben am Wege Falpaus—Puschlin und über demselben, ferner an dem von Harben gegen SW, südlich des Erzbaches verlaufenden Hügelrücken stehen feinkörnig-flaserige, lichtgrünlichgraue, quarzitisch-aplitische Gneise an, dickbankig brechend, welche aplitischen, stark deformierten Lagen der Granitgneise, wie sie am Gneisrand auf dem Kauner Berg vorkommen, sehr ähnlich sehen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt ein feinflaseriges, gefälteltes Gestein, aus Serizitflasern und solchen von feinzerdrücktem Quarzaggregat zusammengesetzt, in welchem dort und da noch große Feldspatkörner in augenartiger Form erhalten geblieben sind, darunter auch Körnchen von Mikroklin. Im ganzen also ein Bild, wie es sehr wohl durch die Mylonitisierung eines Granitgneises entstehen kann. Die Augengneise am Aifenspitzgehänge sind nicht so stark deformiert, auch ist es unwahrscheinlich, daß die Kilometer-breit entfaltete Augengneismasse plötzlich in ein paar schmale Züge umsetzt. Letztere entsprechen viel eher einzelnen kleinen Lagern im Schiefergneis, welche der allgemein in diesen Schiefern hier herrschenden starken Druckeinwirkung stärker unterlegen sind als die Schiefergneise, wie gleiches auch anderwärts beobachtet wurde. (Siehe unten über Mylonite.) Sie setzen sich von Harben nordostwärts gegen den Dolomit hin ein Stück weit bis auf die Wasserscheide fort. Gegen SW geht er (am Falpauser Weg) in einen Biotitquarzitgneis über, der wieder mit glimmerreichem Schiefergneis im Uebergangsverband steht.

In der Streichungsrichtung scheint, soweit die weit auseinanderliegenden Meßpunkte einen Schluß erlauben, eine Diskordanz zwischen den Schiefergneisen und dem Granitgneis zu bestehen: letzterer streicht bei Harben NNO in sehr steiler Aufrichtung, was einem Grenzverlauf Harben — Triaskalkkopf P. 1851 entsprechen würde, die Schiefergneise am Falpauserweg und über demselben streichen dagegen ONO bei gleichfalls sehr steiler Stellung. Auch auf dem Rücken südwestlich Harben und auf den Höhen nördlich Harben herrscht ONO-Streichen.

Der Gesteinscharakter der Schiefergneise in dem Gelände zwischen Puschlin, Pontlatz, dem Triaskopf und dem Granitgneisrand ist ein recht schwankender, im ganzen stehen die Schiefer aber doch den Schiefergneisen näher als den Phyllitgneisen von Piller. Ob sie der Oetztaler- oder Silvrettamasse zugehören, beziehungsweise ob beide hier zusammenhängen, läßt sich aus der Gesteinsart nicht entscheiden, da die Schiefergneise an den Ausläufern der Silvretta (Schönjochlkamm, Gatschkopfgruppe) völlig gleich sind jenen des vorderen Pitz- und Kaunertales. Jedenfalls stehen sie über Pontlatzschlucht weg in ununterbrochenem Verband mit den Gneisen des

Schönjöchl, am Oetztaler-Rand dagegen endet die große Granitgneismasse der Aifenspitzgruppe plötzlich in ungefähr 4 *km* Breite mit nordsüdlichem Rande teils über den Bündner-Schiefern, teils über den besprochenen Schiefergneisen und bildet schon durch die Richtung ihre Grenze die Fortsetzung der Pitztáler Randlinie.

Es kann also als sehr wahrscheinlich angenommen werden, daß auch das in Frage stehende 1 *km* lange Stück der ganzen Linie gleicher tektonischer Art ist und der ganze Verlauf von Roppen bis Kaunerberg eine geschlossene große Randdislokation der Oetztalergneismasse darstellt.

Die zweite der oben aufgestellten Möglichkeiten stützt sich auf einen Zug von Phyllit, Verrucano und Trias, welcher aus dem

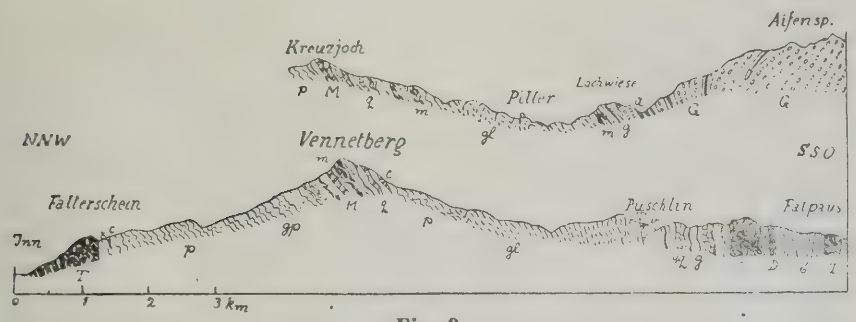


Fig. 9.

Uebersichtsprofile durch die Phyllitzone am Vennetberg.

b = Bündnerschiefer. — *D* = Diabasschiefer. — *T* = Triaskalk und Dolomit. — *v* = Verrucano. — *P* = Phyllit. — *gp* = Granatphyllit — *c* = Chloritschiefer. — *q* = Quarzitische Schiefer. — *gl* = Phyllitgneis und Glimmerschiefer. — *g* = Schiefergneise. = *a* = Amphibolit. — *G* = Augengneis. — *M* = Muskovitgranitgneis.

Tälchen Harben-Puschlin (Erzbach) an letzterem Weiler vorbei gegen Pontlatz sich erstreckt. Ober und unter Puschlin sind zwischen den Schiefergneisen unsicherer Zugehörigkeit deutliche Phyllite eingeschaltet, sehr steil stehend wie alle Gesteine in der Pontlatzgegend und innerhalb derselben wieder lichtgrüne Serizitschiefer mit Quarzknollen des Verrucano. Im Verrucano steckt unterhalb Puschlin ein hellgrauer, brecciöser Dolomit; in dem Tälchen oberhalb der Säge von Puschlin steht in den Wiesen ein weißer Kalk und höher oben noch ein Rest von lichtgrauem brecciösem Dolomit an. Der Verlauf des ganzen Zuges ist nordöstlich gerichtet, seine Fortsetzung über Harben hinaus träfe auf den Dolomit NO von Harben,

Die Talsohle des Inntals wird nicht erreicht, wohl aber trifft man am gegenüberliegenden Schluchthang wieder den Phyllit und an dem von Ladis zur Fisseralm führenden Weg in 1500 *m* Höhe nahe der Bergkante einen kleinen Rest von Verrucano und Triasdolomit.

Der Inn hat durch seine Schlucht die beiden Teile des ganzen Zuges auseinandergeschnitten [1]).

Der Teil bei Puschlin kann seiner Lagerung und Schichtverteilung nach als enggepreßte synkline Einlagerung betrachtet werden. Der Teil westlich des Inn geht gegen W in eine schmale Quetschzone aus, der Phyllit verschwindet und von dem Verrucano-Triasrestchen ab bezeichnen schwarze dichte Mylonite im Gneis die völlige Ausquetschung aller andern Gesteine und den weiteren Verlauf gegen Westen als Schubfläche.

Der Puschliner Zug besitzt als durch eine Schubfläche verquetschte Synkline einen genetisch anderen tektonischen Charakter als die Oetztaler Randlinie. Die Puschliner Störung gehört den Schubbewegungen an, welche innerhalb und am Südrand der Phyllit- und Glimmerschieferzone auftreten, mit ostwestlichem Verlauf, im Gegensatz zu der nordnordöstlichen Erstreckung des Oetztaler-Randes.

3. Der Nordrand der Silvrettagneise.

Die Zone der eigentlichen Phyllite und jene der Glimmerschiefer und Phyllitgneise sind durch keine scharfe stratigrafische oder tektonische Trennungslinie voneinander geschieden. Beide Gesteinsgruppen gehen allmählich ineinander über, die Grenzlinie auf der Karte kann nur schätzungsweise angenommen werden im Ueberblick über größere Flächen; die später zu beschreibenden Schuppungsflächen im Innern der ganzen Zone sind nicht an jene Grenze gebunden. Es erscheint daher die Glimmerschiefer-Phyllitgneiszone als zur Phyllitzone zugehörig.

Gegen die Gneise der Silvretta aber ist die Glimmerschieferzone von Pontlatz bis ins Paznauntal durch tektonische Linien deutlich abgegrenzt.

Die Grenze beider beginnt mit dem Puschliner Zug im Osten.

Die erwähnten Mylonite am Fisseralmweg verlieren sich weiter westwärts in dem dichten, blockübersäten Ronseckerwald. Eine deutliche Spur für die Fortsetzung jener Störungszone trifft man genau westlich davon, nahe dem Mannboden (in 1500 *m* Höhe, südlich Urgen): ein kleiner Rest Verrucano und Schollen von grauem brecciösem Dolomit übergehend in gelbe Rauchwacke, schwarzen dünntafeligen und rötlichbraunen Tonschiefern, NW streichend und sehr steil NO fallend.

Weitere Reste jüngerer Schichten sind in Gestalt von Verrucanoschiefern in dem sehr aufschlußarmen, dicht bewachsenen Bereich der Fisseralm (Schönkampalm) anzutreffen; ein höher gelegener Streifen ganz nahe unter den Almhütten, zwei tiefer unten an den steilen Gehängeanrissen über dem Urgenerbach.

Im Gehänge über diesen Schollen bis hinauf zur Hochregion stehen durchwegs die hochkristallinen glimmerreichen Schiefergneise

[1]) Siehe die geologische Karte der Umgebung von Prutz im Jahrb. d. Geol. R.-A. 1914.

der östlichsten Silvretta an, im Gehänge unterhalb trifft man Phyllitgneistypen und die Feldspatknotengneise (Mezzanbach).

Gut und zusammenhängend aufgeschlossen sind diese Bildungen dann an dem kahleren linksseitigen Gehänge des Urgtales und in der Hochgebirgsregion der Thialspitze zu beobachten. (Siehe hiefür und das folgende Tafel XIII.) Hier ist die tektonische Einschaltung von jüngeren Sedimenten zwischen die Gneise von der Tiefe des Urgtales bis in die obersten Mulden der Flathalm fast ununterbrochen, zu verfolgen.

Oberhalb der Talstufe bei der Urglealm setzt an der linken Flanke Verrucano (bunte Serizitschiefer mit Quarzgeröllen) in sehr steiler Stellung (etwas S fallend) ein und streicht fast in der Fallinie über das steile Gehänge hinauf bis nahe an 2100 *m* Seehöhe. Von hier zieht sich der Verrucanostreifen flach am Gehänge bis zum Kamm Rauchkopf — Gatschkopf, den er bei 2300 *m* erreicht. Dabei bleibt die Stellung der Serizitschiefer aber eine steile.

Die südlich angrenzenden Gneise sind im unteren Gehänge schöne Biotitplagioklasgneise mit einzelnen Pegmatitadern und stehen gleichfalls sehr steil, aber mit Einfallen gegen N. An dem flach verlaufenden Teil in der Höhe umschließen sie Lagen von Amphibolit und gegen den Kamm hin grenzen Orthogneise (Biotitgranitgneis und aplitische grobkörnige Granite) an den Verrucano. Am Rand gegen den Verrucano sind alle stark verquetscht und umgewandelt. Ihre Stellung ist auch in diesem Teil bis nahe zum Kamm steil N fallend.

Die Gneise liegen hier auf zirka 500 *m* Entfernung vom steilstehenden Teil bis zum Kamm flach über die Unterlage vorgeschoben, quer abgeschrägt zur Lage ihrer Schichtplatten. Am Kamm schwillt der an der Schubfläche eingequetschte Verrucanostreifen rasch zu viel größerer Mächtigkeit an, indem er in seiner Mitte einen Kern von jüngeren kalkigen, wahrscheinlich untertriadischen Schichten bewahrt erhalten hat: vielleicht ein Zeichen, daß hier bereits eine Entlastung von der Gneisdecke eingetreten ist, wenn es sich nicht doch nur um eine angeschnittene große Quetschlinse handelt.

Sie verschwindet jenseits des Kammes rasch und nur ein viel schmälerer Streifen serizitischer Schiefer leitet weiter bis zum Kamm nahe unter der Thialspitze, wo er in zwei Blätter, nahe übereinander gespalten ist und jene obenerwähnte sehr kleine Eisendolomitlinse enthält.

Die Biotitplagioklasgneise mit Pegmatitadern fallen im Hangenden hier mit gleichmäßiger Neigung gegen S wie die Verrucanoschiefer und desgleichen die darunterliegenden Feldspatknotengneise. Die Verrucanozone trägt alle Anzeichen sehr heftiger Durchbewegung; in den über- und unterlagernden Schichten sind undeutlich verlaufende Quetschzonen noch in mehreren hundert Meter Abstand davon zu beobachten.

Nach Unterbrechung durch die Schuttablagerungen auf der Flathalm erkennt man die Fortsetzung der Bewegungszone wieder am Nordkamm des Gigglerspitz zwischen Isohypse 2200 und 2300 in Gestalt einer mächtigen Mylonitzone, welche wieder zwischen Feldspatknotengneis im Liegenden und von Pegmatit durch-

ädertem Schiefergneis im Hangenden durchschneidet, wobei wieder alle Schichten gleich gegen S geneigt liegen. Eine sekundäre Verwerfung durchschneidet und verschiebt die Zone auf der Flathseite in senkrechter Richtung.

Die Mylonite sind zum Teil dicke Bänke von dichtem, ungeschiefertem, grauem oder schwarzem Mylonit, von mehreren Metern Mächtigkeit, zum andern Teil verruschelte und verdrückte graue und grünliche Schiefer. Ein Teil derselben läßt durch seinen Wechsel von talkgrüner und schwärzlicher Färbung und die enthaltenen Quarzknollen vermuten, daß sie aus Verrucanogesteinen hervorgegangen sind.

In gleicher Ausbildung, nur noch breiter und deutlicher, ist die Mylonitzone dann weiterhin auf der Giggleralm, in den Felsabrissen nördlich der Hütte aufgeschlossen. Verrucano ist hier sicher erkennbar durch seine grünlichen und rötlichen Schiefer, welche teils Quarzknollen, teils kleine kalkige Flasern enthalten. Die Mylonite sind in reichlicher Entfaltung in allen Abstufungen von den schwarzen dichten Gesteinen bis zu diaphtoritischem Schiefergneis und Phyllitgneis in einer ein paar hundert Meter breiten Zone entfaltet.

Die Mylonitzone läßt sich, aufgelöst in einzelne Streifen und ohne Verrucano durch das Gehänge von Hintergiggl und den Gigglertobel bis zur Trisanna, in der Gegend des Gfällwirtshauses verfolgen.

Während im Hangenden sich immer noch die typischen Schiefergneise befinden, stehen im Liegenden beiderseits der Trisanna hier phyllitische Schiefer an, zum Teil Granatphyllit, alles gegen S einfallend.

Es scheint hier eine größere Scholle von Phylliten eingeschoben zu sein, denn talauswärts gelangt man in der Trisannaschlucht zunächst in die Zone der Phyllitgneise und Feldspatknotengneise und erst kurz vor Wiesberg erreicht man wieder den Phyllit.

Die ganze gneisige Zone ist aber sehr heftig gefältelt und verflasert, von Harnischen durchschnitten, die Gesteine größtenteils diaphtoritisch, so daß es im einzelnen schwer anzugeben ist, wieviel davon zum Phyllitgneis, zum Feldspatknotengneis und zu Orthogneisen gehört, wie solche im Gehänge von Vordergiggl in größerer Masse anstehen.

Unterhalb der ersten Straßenbrücke über die Trisanna übersetzt eine ausgesprochene Mylonitzone die Schlucht: schwarze, dichte und flaserige Mylonite mit allen Uebergängen zu Gneis. An einer Stelle fand ich darin eine 3—4 *dm* lange kalkige Schliere eingeflochten — vielleicht ein letzter Rest aus dem Verrucano? Im Verfolg des Verrucano gegen Osten sieht man am Weg von Platills nach Burgfried, wie der lichte, grobflaserige Orthogneis, der im Gehänge gegen Giggl hinauf ausstreicht, flach gegen N über die schwarzen, hier etwas graphitischen Mylonitschiefer vorgepreßt ist. Darunter und darüber richtet sich die Schubfläche wieder steiler auf. Von diesem durch die Erosion freigelegten Schubrand des Gneises sind die großen Gneisblöcke abgebrochen, welche den ganzen Steilhang gegen die Straße hinab übersäen.

Westlich der Trisanna bildet die Gneisquetschregion die Steilwände unter Falgenair. Ober der jähen Wiesenterasse, auf der die Häusergruppe nistet und auch an der Bergkante gegen das Rosannatal ist nichts mehr von der in der Schlucht so breit ausgedehnten Mylonit- und Gneiszone und von den Phylliten von Gfäll zu sehen: An der Bergkante, beziehungsweise an dem Steig, welcher von der Trisannabahnbrücke nach Falgenaier hinaufführt, trifft man bis zur Höhe des Weilers Phyllit, ober den Häusern aber bereits zweiglimmerigen Schiefergneis und nur einige diaphtoritische Schiefer zwischen beiden sind als Ausläufer der Mylonitzone anzutreffen. Geht man ober der Wiesenterrasse nach Süden, so bleibt man bis Seiche und darüber hinaus immer in den Schiefergneisen — glimmerreiche, mit viel Biotit, oft mit Granat und auch Staurolith; weiter südwärts gelangt man in die pegmatitadrigen Gneise mit dem Marmor von Glittstein — und diese bilden, mit Einlagerungen von Amphibolit, das ganze Steilgehänge bis zur Waldgrenze hinauf. Sie streichen NO, im tieferen Teil NNO und fallen sehr steil gegen W ein, während die Gesteine in der Schlucht ostwestlich streichen und steil S fallen. Zwischen Raut und Falgenair sind an ihrem unteren Saum Mylonite entstanden.

Zusammengehalten mit den Aufschlüssen in der Schlucht, ergibt sich für das Verschwinden des Schluchtprofils die Erklärung, daß die Gneise ähnlich wie am Thialspitz über den Verrucano, hier in weit größerem Ausmaße über die Phyllitscholle und die Phyllitgneis-Mylonitzone an einer flachen Schubfläche soweit gegen N vorgeschoben sind, daß sie zuäußert direkt mit dem Phyllit von Wiesberg in Berührung kommen. Es steht dies im Einklang mit der kleinen Vorschiebung unter Vordergiggl und mit jener Bewegung am Thialspitz: überall ein Vorwärtsdrängen der Gneise gegen N über den Phyllit hinauf.

In der weiteren Verfolgung der Schubfläche gegen Westen, geratet man zunächst in die großen dicht überwachsenen Waldhänge unter der Kleingfallalm, welche nicht genügende Aufschlüsse geben. Erst vom Tal des Unteren Klausbachs und der Großgfallalm an bieten sich wieder ausreichende Beobachtungsgelegenheiten.

Die Profile, welche die Kämme und Täler der Rifflergruppe darbieten, setzen sich vom Ufer der Rosanna bis zu den Kämmen aus isoklinalen Schichtpaketen zusammen — wie in den Tobadillbergen; ein diskordanter Vorschub, wie an der Trisanna ist hier nicht mehr zu sehen. (Siehe Tafel XIV.) Ueber der geschlossenen, S fallenden Phyllitfolge, welche die unteren Berghänge aufbaut, lagert zunächst ein Phyllitgneis mit Quarziten, welcher als die Fortsetzung der Phyllitgneiszone ober Tobadill betrachtet werden kann. Er ist nach oben und nach unten von Phyllit umschlossen und durch Uebergänge mit beiden verbunden, der Phyllit im Hangenden (teilweise Granatphyllit) wechsellagert wieder mit Quarziten.

Die Schiefergneise ober Falgenair weichen anscheinend ganz ober die Kleingfallalm zurück und verschwinden dort unter der Bedeckung von Granat- und Staurolithglimmerschiefer, welcher vom Kleingfallkopf an den ganzen Kamm einnimmt bis zur Granitgneismasse des Blankaspitz. Erst am Nordkamm des Großgfallkopfs

taucht unter seinem Nordrand nochmals ein Schiefergneis auf — ein biotitreicher zweiglimmriger Plagioklasgneis welcher petrographisch mit jenem übereinstimmen würde — und kann vielleicht als Aequivalent jener aufgefaßt werden. Er wird im Hangenden und nahe seiner Basis von mylonitischen Quetschzonen durchschnitten. Jene im Hangenden hat sicher auch ein Orthogneislager erfaßt, wovon Reste erhalten sind.

Zwischen dieser Gneisscholle, beziehungsweise Paznauner-Gneisunterlage und jenen Phyllitgneisen über dem Phyllit schieben sich die genannten höheren Phyllite und außerdem eine phyllitisch-quarzitische Gesteinsfolge ein, welche die ganze flache Mulde von Großgfall auskleidet — sie wurde oben petrographisch beschrieben. Man kann sie als Vertreter der Feldspatknotengneise im Tobadiller Gebiet ansehen; schwer zu erklären daran ist aber der eine Umstand, daß sie bis zum Niederjoch reicht und dort ihrem N-Fallen nach, scheinbar auf den Paznauner Glimmerschiefern liegt, anstatt, wie man erwarten möchte, unter denselben hervorzutauchen, wie dies am Kamm des Großgfällkopfs durch Vermittlung des Gneises der Fall ist.

Die petrographische Unterscheidung der beiden Schieferarten am Niederjoch ist wegen ihrer dort wenig ausgeprägten Art überhaupt schwierig. Beide liegen sehr flach; die Großgfallschiefer fallen als flache Mulde gegen die Almhütten hin ein. Wie man am Nordgrat des Großgfallkopf sieht, ist die Mulde der Patznauner Glimmerschiefer dort eine sehr einseitige, der größte Teil derselben fällt auch hier gegen N ein.

Zur Erklärung muß man annehmen, daß doch die beiden Schieferarten nahe dem Joch durch eine Störungsfläche voneinander geschieden sind, an welcher die Gneisbasis nicht mehr zum Vorschein kommt und wo infolgedessen der derselben auflagernde Glimmerschiefer unmittelbar an die Großgfallschiefer anstößt. Die Gneise am Nordkamm des Großgfallkopfes bilden dann eine an dieser Schubfläche vorgedrückte Scholle und ergibt sich für die Schubbewegung ein ähnliches Bild wie bei Falgenaier: eine steil aus der Tiefe aufsteigende Fläche, welche sich nach N flach überlegt, mit Vorschub des Hangenden gegen N. Diese Bewegungsfläche ist ihrer Lage nach jener bei Falgenaier entsprechend.

Die Variabilität der Phyllitgneise, Glimmerschiefer und Phyllite bei im ganzen wenig großen Unterschieden in der Reihe Phyllit—Schiefergneis macht es in diesen endlosen Folgen gleichmäßig übereinanderliegender Schiefer sehr schwer, tektonische Gliederungen zu verfolgen, wo nicht Einschübe jüngerer Schichten oder Mylonitbildung ein Kennzeichen der Schubflächen gewähren.

Die Großgfallschiefer mit den kleinen Feldspatknötchen sind das erste Anzeichen vom Wiederauftauchen dieser Gesteinsgruppe, welche sich nun gegen Westen hin an der Mittagspitze und bis ins Malfontal sehr deutlich entwickeln.

Am Mittagspitz (südlich Flirsch) werden die Phyllite von einer mindestens 1000 *m* mächtigen Folge der Feldspatknotengneise überlagert und diese wieder von den Paznauner Gneisen, auf denen als höchstes Glied der gewaltigen S fallenden Schichtreihe der Granat- und Staurolithglimmerschiefer auflagert. Der ganze Oberteil

des Rifflerstockes wird von der Augengneis- und Granitgneismasse eingenommen, unter welcher die Schiefergneisbasis vom Großgfallkopf am Scheibenkopf und Rifflerferner untertaucht. Große Lager von Muskovitgranitgneis sind eingeschaltet. Unmittelbar unter diesen granitischen Massen konkordant und ohne jedes Zeichen einer Störung lagern die Feldspatknotengneise der Mittagspitze, welche ihre Mächtigkeit dadurch erlangen, daß sie mit vielen Lagen von Granatphyllit und Quarzitbänken wechsellagern.

Sehr schön und in größtem Maßstab ist die Schichtenfolge in den hohen Wänden, mit welchen die Seitenkämme des Riffler gegen das Malfontal abstürzen, erschlossen. Das Profil reicht hier vollständig vom Verrucano des Nordrandes — welcher hier auf das südliche Ufer der Rosanna übergreift — bis zu den Paznauner Glimmerschiefern.

Ueber dem Phyllit, der eine etwa 2 *km* mächtige, steil S fallende Schichtmasse bildet, folgt zunächst die breit entfaltete Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer: sie wird eröffnet durch Lager von Muskovitgranitgneis. Ueber ihnen lagern in großer Mächtigkeit Feldspatknotengneise, wechselnd mit Zügen von Granatphyllit, Phyllitgneis und Quarzit sowie mit kleinknotigen Schiefern, welche sehr denen von Großgfall ähnlich sind. Diese Folge streicht unter und neben der Zunge des nördlichen Rifflerferners durch. Die obere Begrenzung der ganzen Folge bildet dann eine ausgesprochene Quetsch- und Bewegungszone, bestehend aus dunklem diaphtoritischem Schiefer, Quarziten und schwärzlichen schieferigen Myloniten. Ihr steiles Südfallen in den Wänden geht oberhalb der Thaya im untersten Talgehänge in ein ganz flaches über.

An der Talstufe zwischen unterer und oberer Alm sowohl als auch hoch oben an dem Absenker des nordöstlichen Rifflerspitz liegt über ihnen ein Zug von zweiglimmerigen glimmerreichen Schiefergneisen mit quarzitischen Bänken, welche wohl noch etwas an die Feldspatknotengneise erinnern, im ganzen aber doch den Schiefergneisen der Silvretta entsprechen. In ihnen steckt zunächst ein Muskovitgranitgneislager und höher oben überdeckt sie die gewaltige Masse des Riffleraugengneises, welcher randlich nur ganz unscharf gegen die Schiefergneise abgegrenzt ist; am Fuße des Gehänges bei der Malfonalm ist er als feinkörniger Biotitgranitgneis mit wenigen Augen ausgebildet. Auf dem Augengneis liegt dann von der Edmund Graf-Hütte an am Gehänge des Blankahorns der Granat- und Staurolithglimmerschiefer, während unterhalb der Hütte, in den Wänden über der Malfonalm an ihrer Stelle Schiefergneise mit zahlreichen Quarzitlagen eintreten und erst auf der Höhe des Kammes Lattejoch—Weißkogel darüber der Glimmerschiefer einsetzt.

Wir haben also im Malfontal die vollständig gleiche Schichtenfolge vor uns wie im Tobadiller Gebirge, alles mit gleicher Neigung und ohne Diskordanz gegen S einfallend. Die Mylonitzone ober der Thaya zeigt aber an, daß auch hier starke Verschiebungen innerhalb der Folge stattgefunden haben. Diese Bewegungszone nimmt die gleiche Stellung im Profil ein wie die Ueberschiebung am Thialspitz und die Schubflächen im vorderen Paznaun,

die Bewegung ist hier aber parallel der Schichtlage, ohne diskordanten Vorschub erfolgt.

Im westlichsten Ausläufer der Phyllitzone von Landeck, vom Malfontal bis St. Anton a. A. habe ich die Gneisgrenze nicht mehr vollständig abgegangen, aber in dem felsigen Legumtobel unterhalb St. Anton a. A. ein gutes Querprofil durch diesen Teil gewonnen. In der Höhe der Almterrasse (Renalm) beginnen die zweiglimmerigen Schiefergneise, in denen Muskovitgneise und Quarzite eingeschaltet sind; ganz wie auf der oberen Malfonalm, unter sie hinein, südfallend, folgt dann durch den ganzen Tobel hinab die Fortsetzung der Phyllitgneis-Glimmerschieferzone, bestehend im oberen Teil vorwiegend aus Feldspatknötchengneisen (granathältig), im mittleren Teil aus Granatphyllit mit vereinzelten Knötchengneislagen und biotithältigen Phyllitgneisen ähnlich jenen zwischen Gampernun- und Großgfallalm und zuunterst aus einem Wechsel gneisiger und phyllitischer Schiefer; auch hier die ganze Schichtreihe bis zum Gneis konkordant S fallend. Die Phyllite streichen erst nördlich der Tobelmündung durch und sind zwischen Wolfsgrube und der Eisenbahnbrücke über die Rosanna durch Albitchloritschiefer und Epidothornblendeschiefer vertreten. Zeichen einer tektonischen Zertrennung fand ich in diesem Profil keine.

Ueberblicken wir den ganzen Grenzbereich Phyllit—Gneis, so sehen wir von Pontlatz bis St. Anton a. A. immer die gleichen drei Gesteinsgruppen in überkippter Folge übereinander liegen: Gneise und Phyllite zu beiden Seiten, in der Mitte eine beide verbindende Mischung beider Gesteinsgruppen unter Hervortreten quarzglimmerreicher Formen, also im großen und ganzen dem entsprechend, was seit langem als Formation der Glimmerschiefer bezeichnet wurde, ohne daß hier aber Gesteine, welche petrographisch diesen Begriff streng und typisch zum Ausdruck bringen, herrschend sind.

Daß Phyllit und Glimmerschiefer jeder deutlichen Abgrenzung voneinander entbehren, wurde schon oben betont. Aber auch zwischen der Zone der Phyllitgneise—Glimmerschiefer und den Gneisen haben nur die in dieser Region durchschneidenden Schubflächen scharfe Grenzen geschaffen, ohne daß diese einer ursprünglichen stratigraphischen Scheidung entsprechen; noch weniger bedeuten sie etwa eine Zugehörigkeit zu weiter getrennten tektonischen Einheiten.

Ueberall, wo wir die Gesteine beiderseits jener Störungszonen miteinander vergleichen, finden wir große Verwandtschaft und Annäherung, so daß dort, wo die Störungen fehlen, beziehungsweise infolge paralleler Stellung von Schicht- und Schubflächen und Fehlen stärkerer Mylonitisierung nicht zur Beobachtung kommen, jene gute Trennung sofort entfällt.

Dies ist zum Beispiel in der Innschlucht bei Pontlatz der Fall, wo die eingeschaltete Mulde jüngerer Gesteine unter Puschlin nicht bis zur Taltiefe reicht — hier ist es nicht möglich, eine Grenze anzugeben, wo die Phyllitgneise von Piller enden und die Silvrettagneise beginnen, obwohl die Enden des Profils sicher diesen beiden

Schichtgliedern angehören. Das gleiche haben wir gerade vom Legumtobel beschrieben und gilt auch von dem Profil Mittagspitze—Riffler. Auch dort, wo Mylonitzonen durchschneiden, wie an der rechten Flanke des Malfontals, wechseln mit dieser Zone die Gesteinsarten nicht scharf, sondern stehen sich noch sehr nahe und die Mylonitzone besteht vielfach (Malfon, Trisanna, Giggleralm u. a. O.) aus mehreren parallelen Quetschzonen, welche in beträchtlicher Entfernung voneinander höhere und tiefere Teile der Schichtfolge betroffen haben, weshalb auch ihre Orientierung in den verschiedenen Profilen sich nicht genau parallelisieren läßt.

Die Feldspatknotengneise sind eine Gneisform, welche in den Oetztaler- und Silvrettagneisen häufig auftritt und auf gleiche Verhältnisse der Metamorphose an beiden Stellen hinweist.

Alle diese Umstände sprechen dafür, daß Glimmerschiefer und Gneise in gleich enger, übergangsweiser Verbindung miteinander gestanden sind wie erstere mit dem Phyllit und daß die Schubbewegungen, welche sie trennen, gleichen Ranges sind wie jene, welche die Phyllitregion selbst im Inneren durchschneiden, aber in größerem Ausmaß und mit größerer Stärke der Bewegung.

Die Phyllitzone setzt innabwärts nach der kurzen Unterbrechung Roppen—Rietz neuerlich ein und hier in der Hochedergruppe treffen wir eine ganz übereinstimmende Schichtfolge an wie bei Landeck, welche ebenfalls in überkippter Stellung steil gegen S einfällt und durch keine Schubflächen in dem allmählichen Uebergang der Glieder ineinander gestört ist. Nach der Beschreibung von Th. Ohnesorge[1]) folgen übereinander: Quarzphyllit mit Einlagerung von Chloritschiefern (und einem Kalklager); dann eine Folge von Phyllitglimmerschiefern und Granatglimmerschiefern mit Einlagerungen von Muskovitglimmergneis und Biotitgranitgneis, welche unserer Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer entspricht; zu ihr kann auch der überlagernde granat- und staurolithführende Muskovitschiefer gerechnet werden, der im Landecker Bezirk an dieser Stelle fehlt — sie entsprechen petrographisch sehr gut den Paznauner Glimmerschiefern —, dann folgt ein Glimmeraugengneis, welcher nach der Beschreibung ganz dem Feldspatknotengneis gleicht (im Hauptbruch glimmerschieferähnlich, im Querbruch mit zahlreichen 4—7 *mm* großen runden Plagioklasen voll von Einschlüssen). Daran schließen sich im Süden braune Glimmergneise, granat- und staurolithführend, klein weiß gesprenkelt durch die Feldspatkörner, welcher durchaus den Schiefergneisen der Thialspitz etc. entspricht.

Die Uebereinstimmung der beiderseitigen Schichtfolgen ist ein gutes Zeugnis sowohl für die Kontinuität innerhalb jeden Profils als auch für den ursprünglichen Zusammenhang beider Phyllitzonen.

Die Beteiligung der Granat—Staurolithmuskovitschiefer an der Glimmerschieferzone in der Hochedergruppe gibt auch einen Hinweis auf die enge Beziehung der jenen gleichen „Paznauner Glimmerschiefer“ zu der Phyllitgneis-Glimmerschieferzone.

---

[1]) Die vorderen Kühetaier Berge (Hochedergruppe). Verhandl. d. Geol. R.-A. 1905, S. 175.

In den Profilen über die Rifflergruppe muß man die Paznauner Glimmerschiefer jener Zone stratigraphisch gleichstellen, gleichviel, ob man die Gneise zwischen ihnen als nach N übergelegte und ganz zusammengeklappte Antiklinalen oder als einfache Schuppen erklärt. Für Schuppenstruktur spricht das Profil über den Blankaspitz, wo im Tal unter den Blankaseen die Glimmerschiefer neuerlich vom Augengneis des Rifflerkopf überschoben werden und wenn man das Profil weiter südlich fortsetzt, ebenso die Glimmerschiefer des Hohen Spitz-Lattejoch von den Biotitgneisen von Seßlat[1]).

Anderseits läßt sich die nordfallende Abwölbung der Schichten unter der Kleingfallalm als Rest einer antiklinalen Umbiegung in der Glimmerschieferzone deuten. Im Profil am Großgfallkopf wäre diese Antikline dann wieder ganz zusammengeklappt und die Phyllite, welche über den Phyllitgneisen liegen, könnten als synkline Wiederholung des Phyllits an der Rosanna erklärt werden, über welche dann an einer Schubfläche der Gneis aufgeschoben ist.

Wahrscheinlich werden beide tektonischen Mittel zusammengewirkt haben. Die Verrucanovorkommen besitzen ja zum Teil auch noch synklinen Charakter, doch sind im allgemeinen Umbiegungen sonst nicht zu sehen und ist jedenfalls Schuppenstruktur durch Bewegung an Schubflächen vorherrschend.

Paznauner Glimmerschiefer und die verschiedenen Glimmerschieferarten auf der Nordseite des Rifflerstockes stehen sich ja auch petrographisch so nahe, daß, wie zum Beispiel am Niederjoch, eine Trennung oft kaum möglich ist, die Parallelisierung daher auch petrographisch sehr naheliegt.

4. Schuppungsflächen innerhalb des Phyllites.

Im unteren Stanzertal sind im Phyllit, wie oben schon erwähnt, mehrere Züge von Verrucano eingeschaltet.

Die nördlichste befindet sich an der Ostseite des Zintlkopfes. Die Gesteine des Verrucano stecken steil aufgerichtet im Phyllit, welcher gleiches Streichen und Fallen einnimmt.

Gleiches Lagerungsverhältnis zeigt der nächst südlichere Streifen, welcher bei der Kapelle Larch, ebenfalls an der Ostseite des Zintlkopfes, beginnt, die Sanna übersetzt und die Bahnlinie oberhalb Station Pians und dann oberhalb der genannten Bahnstation endet.

Ein kleines Fleckchen deutlicher Verrucanogesteine in den Wiesen unterhalb des Gasthauses in Tobadill deutet eine dritte solche Verrucanoschuppe an.

In der großen Felsausbruchnische ober dem Zappenhof (östlich Tobadill) treten in einer Zone intensiver Fältelung und Verruschelung der Phyllite ebenfalls in beschränktem Umfange Schiefer auf, welche wahrscheinlich schon dem Verrucano angehören. Gleichzeitig ein schmaler verquetschter Lagergang von Diabas.

Weiter nach Süden im Phyllitprofil folgen dann nahe übereinander am NW-Kamm der Thialspitze zwei Verrucanovorkommen, deren

[1]) Siehe den geologischen Alpenquerschnitt (Jahrb. d. Geol. R.-A. 1911).

Gesteine oben beschrieben wurden. Während die anderen alle schmale konkordante Lager im Phyllit bilden, läßt die Form der Umgrenzung durch den Phyllit bei dem oberen dieser eine etwas breiter muldenartige Einlagerung vermuten, ohne daß aber eine Muldenumbiegung zu sehen wäre. Beide Gesteine fallen gleichmäßig gegen S ein.

Alle diese Verrucanovorkommen kann man nach dem Vorbilde jener bei Puschlin und am Rauchkopfkamm als Reste von Synklinen im Phyllit auffassen, welche durch die Versenkung in den Phyllit infolge von Schuppungsbewegungen zusammengepreßt und von der Erosion zum Teil bewahrt wurden.

Einen anderen Charakter besitzt das Auftauchen gneisiger Gesteine bei Steinhof—Blons im vorderen Pitztal. Es wurde bereits oben näher ausgeführt, daß es sich hier um ein Auftauchen tieferer Gesteine handelt, welche an einer Schubfläche gegen Norden über den Phyllit aufgeschoben wurden.

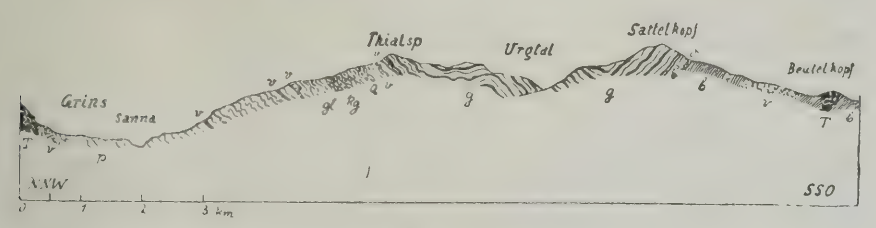


Fig. 10.

Buchstaben - Erklärung gleich wie bei Fig. 9.
Kg = Knötchengneis; — *O* = Orthogneis.

Auf ähnliche Weise ist vielleicht auch das Auftreten biotitreicher Glimmerschiefer unter der Ganatschalm bei Flirsch zu erklären, die übrigens in manchen Stücken den Steinhofer Gneisen recht ähnlich sehen. Doch ist ihr Feldspatgehalt nach den vorhandenen Schliffen ein geringer.

Eine sehr langgestreckte Quetschungs- und Bewegungsfläche verrät sich südlich von Wenns in dem Zustand des Granitgneislagers, welches dort bei St. Margareten beginnt. Diese Mylonitzone reicht von hier bis zu dem höchsten Gipfelkamm des Vennetberges und jenseits auf die obersten Hänge ober der Goglesalm.

Die Schubfläche von Steinhof durchschneidet, wie aus dem Profil von Krabichl hervorgeht, den Ueberschiebungsrand der Oetztaler Gneise, sie ist jünger als die Aufschiebung der letzteren. Dagegen ist bei der Wennser Schubfläche ein Uebergreifen über den Gneisrand nicht wahrzunehmen.

Wenn die Oetztaler Randdislokation im Pitztal sich ununterbrochen in jene am Ostrand der Bündner Schiefer des Prutzer Beckens fortsetzt, wie es oben wahrscheinlich gemacht wurde, so ist der Vorschub der Oetztaler jünger als die Schubfläche, welche den Südrand der Silvretta bildet, da letzterer von ihr abgeschnitten wird. Ebenso sprechen die Ortsverhältnisse dafür, daß er jünger ist als

die mit der Puschliner Mulde einsetzende Schubfläche zwischen Silvrettagneis und der Phyllitglimmerschieferzone.

Schon der Uebergang der Gneise in die Phyllitgneise, der enge ursprüngliche Zusammenhang beider, der örtlich durch eine engbegrenzte Schubbewegung zerrissen ist, läßt es unwahrscheinlich erscheinen, daß diese Dislokation Puschlin—Thialspitz die Fortsetzung einer so tiefgehenden großen tektonischen Linie, wie jene des Oetztaler Randes, ist. Sie sind auch genetisch verschieden geartet.

Für ein Einschneiden des Oetztaler Randes durch die Puschliner Zone liegt kein deutliches Anzeichen vor. Verrucano, Trias und Phyllit setzen sich nicht über das Dolomitvorkommen nordöstlich Harben hinaus fort. Die Augengneise am Fuße des Kieleberges sind an ihrer Basis, der Amphibolit darüber an seinem westlichsten Ende mylonitisiert und könnte dies — über die aufschlußlose Sumpffläche hinweg — als Fortsetzung einer Puschliner Störung gedeutet werden. Doch läßt sich dies ebenso als randliche Zertrümmerung der Oetztaler Masse deuten, parallel der tieferen Mylonitzone am eigentlichen Rand und bei dem Augengneis entspricht es überdies der besonderen Neigung der Orthogneise zur Mylonitisierung (siehe Wennser Granitgneiszug).

Es ergeben sich auf diesem Wege drei Phasen von Schubbewegungen: die ältesten unter den hier zusammenstoßenden wären jene von Puschlin, Thial etc. mit Ueberwältigung der Verrucanosynklinen und Vorschiebung der Gneise gegen N über die Glimmerschiefer; dann folgt der Vorschub der Oetztaler über die Phyllite und über die Silvrettagneise und zuletzt das Durchschneiden des Oetztaler Randes durch die letzten Schuppungsbewegungen im Phyllit. Die Verrucanoschuppenbildung bei Pians und Tobadill kann als gleichzeitig mit jener am Thialspitz betrachtet werden.

5. Gesteinsdeformation.

Der Charakter der Phyllitzone von Landeck als ein Bereich lebhafter tektonischer Bewegung kommt in strukturellen und chemischen Veränderungen der Gesteine zum Ausdruck, besonders dort, wo die Bewegung sich in bestimmten schmalen Zonen gesammelt hat.

Die Umwandlung besteht dort einerseits in stofflich-mineralogischen Veränderungen anderseits in der Zerstörung der ehemaligen Struktur. Meistens gehen beide Umwandlungen nebeneinander vor sich, doch fehlen auch nicht die beiderseitigen Endglieder der Reihe.

Der Mineralumsatz besteht vor allem in der Serizitisierung und Chloritisierung des Glimmers und in der Umwandlung des Feldspats in Serizit, Epidot, Zoisit, Kalzit. Fast immer beobachtet man gleichzeitig im Dünnschliff kataklastische Erscheinungen, wobei immer der Quarz zuerst vor den anderen Gemengteilen dergestalt reagiert. Das Produkt dieser Umwandlung sind mannigfache diaphtoritische Schiefer.

Die kataklastischen Erscheinungen mikroskopischen Ausmaßes sind der Anfang zu der Reihe der Mylonitgesteine.

Als Mylonite wurden hier solche Deformationsformen bezeichnet, in denen die mechanische Deformation vorherrscht und auch makroskopisch die Gesteinstracht bestimmt. Es sind darunter sowohl richtungslose, massige Mylonite als auch verschieferte: Flasermylonite, Mylonitschiefer.

Die Beschränkung der Bezeichnung Mylonit nur auf geschieferte Gesteine, wie es Staub[1]) tut, erscheint mir durchaus unbegründet und dem ursprünglichen Gebrauch des Wortes widersprechend.

Die verschiedenen Arten und Grade der Dislokationsmetamorphose kommen am vollständigsten an den Granitgneisen zur Ausbildung.

Der schon in einer früheren tektonischen Phase erworbenen Paralleltextur oder Schieferigkeit wurden bei den Schubbewegungen stärkere Deformationen aufgeprägt. Zunächst bilden sich daraus stark flaserige Gneise, häufig mit Augenstruktur, die Schieferungs-(Flaserungs-)flächen mit grünlichem Serizit überzogen. In diesem Stadium befinden sich fast alle Orthogneise der Region. Mikroskopisch geht bei stärker ausgeprägten Formen dieser Art bereits eine Sonderung der Gemengteile in kleinkörnige Aggregate, beziehungsweise Serizitflasern vor sich; die Quarzflasern zeigen in manchen Fällen Gefügeregelung nach Sanders Quarzgefügeregel. Derartige Gesteine bezeichnet P. Quensel[2]) in seiner Einteilung der Mylonite, welche sich sonst sehr gut auf die Landecker Gesteine anwenden läßt, als Mylonitgneis, doch möchte ich für solche Gesteine noch nicht die Benennung Mylonit verwenden, da hier die kristalloblastische Umwandlung stärker hervortritt als die rein mechanische.

Wie bei der Beschreibung der Vintschgauer Augengneise (Jahrb. d. Geol. R.-A. 1909) ausgeführt wurde, führt die Metamorphose aus diesen Gneisen zu einem Quarzglimmerschiefer, beziehungsweise Serizitschiefer als Endprodukt.

An den Schubflächen der Phyllitzone und am Oetztaler Rand drängen sich aber mehr die klastischen Umformungen vor. Wir treffen am Rand der Oetztaler Masse (Aifenspitz, Leins) Granitgneismylonite, mit richtungslos grobbrecciöser Struktur oder grobflaseriger, makroskopisch deutlich klastischer Struktur, welche den Kakiriten der schwedischen Geologen entsprechen. Die flaserigen und schieferigen Granitgneismylonite sind grünlichgraue bis schwärzliche, feinkörnige bis dichte Flasergesteine; die Schieferungsflächen gleichzeitig bucklige glänzende Rutschflächen, gestriemt oder mit glatten Harnischen oder auch mit Nestern von Glimmerschuppen. Der Gesteinscharakter ist ein stark schwankender, Flasern und größere Partien mit noch besser erhaltener Gneisstruktur wechseln mit solchen mit gänzlich zerstörter Struktur. Nur diese Relikte des Ausgangsgesteines lassen in den ausgeprägten Mylonitzonen entscheiden, ob man es mit einem schieferigen Granitgneismylonit oder einem solchen nach Schiefergneis oder auch Verrucano zu tun hat, denn auch letztere gehen bei vor-

---

[1]) Vierteljahrschr. d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 60. Bd., S. 71.

[2]) Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet. Bull. of the geolog. Inst. of Upsala, 15. Bd., S. 91 u. ff.

geschrittener Mylonitisierung in einen dunkelgrünen oder schwarzen, bröckligen, von Rutschflächen dicht durchzogenen Schiefer über. In Vordergiggl sind sie etwas graphithältig; nicht selten ist Schwefelkies eingesprengt.

Den Serizitschiefern, als hauptsächlich durch mineralische Metamorphose entstandenem Endglied, stehen auf der anderen Seite der Reihe der dynamometamorphen Umwandlungen jene richtungslos struierten, dichten Mylonite gegenüber, welche ich im Jahrb. d. Geol. R.-A. 1914, S. 555 vom Rand des Bündner Schiefergebietes als Gangmylonite (pseudoeruptive Mylonite) beschrieben habe. Sie durchsetzen dort den brecciös zertrümmerten Rand der aufgeschobenen Silvrettagneise über den Bündner Schiefern mit einem Adernetz, welches seinem makroskopischen Bilde nach an Eruptivbreccien erinnert. Sie entsprechen dem was Quensel Ultramylonite nennt: richtungslose Kataklase mit vollständiger Zerstörung der ursprünglichen Struktur, ohne erkennbare Porphyroklasten, und was in Termiers Stufenleiter der Deformation als purée parfaite (sans laminage) bezeichnet wird[1]. Soweit bei dem Zustand dieser Gesteine überhaupt noch die mineralische Zusammensetzung erkannt werden kann, sind sie ein Produkt rein mechanischer Deformation, ohne oder mit nur geringer Umkristallisation.

Gleiche Gangmylonite trifft man nun auch mehrfach in dem hier behandelten Gebiete. Ich beobachtete solche in den randlichen Teilen der Oetztaler Masse in den Biotitgranitgneisen gegenüber Blons (auch jene am Walderbach-Biotitgranit stehen ihnen nahe), ferner in den Mylonitzonen des vorderen Paznaun auf der Giggleralm, am Nordgrat der Gigglerspitze, in der Trisannaschlucht und im Malfontal. Auch hier durchdringen sie das Gestein in allen Richtungen als dichte, muschelig brechende dunkle Ader, am Nordgrat der Gigglerspitz sind sie in meterdicken Bänken in die Mylonitschiefer eingeschaltet. Häufig beobachtet man in ihnen Schwefelkies eingesprengt. Das mikroskopische Bild entspricht genau jenen im Jahrb. 1914 beschriebenen und abgebildeten.

Der Unterschied dieser Ultramylonite gegenüber den anderen besteht meines Erachtens aber nicht darin, daß sie den höchsten Grad der Mylonitisierung, die anderen geringere Grade darstellen, sondern in der Art ihrer Entstehung. Bei ihnen ist die ganze Zermalmungskraft mechanisch-rupturell zur Auswirkung gekommen, bei den übrigen hat sich diese in geringerem oder größerem Maße auch in chemisch-mineralogische Vorgänge umgesetzt.

Die Gangmylonite finden sich besonders an Stellen, wo Bewegungen größten Ausmaßes auf den engsten Raum konzentriert waren: die Ueberschiebung der Silvrettagneise über die Bündner

[1] Sur les mylonites de la region de Savone. Compt. rendus d. seances de l'Akad. d. sc. Paris, 152. Bd., S. 1550. — J. Lehmann beschreibt in seinem Werke über die „Entstehung der kristallinen Schiefergesteine". Bonn 1884, S. 191—198, aus dem Gabbro des sächsischen Granulitgebirges Mylonitadern, die ganz mit jenen des Paznauner Gneisrandes übereinstimmen („Gabbrofelsite"), nur sind die ursprünglichen Bestandteile noch deutlicher erkennbar. Auch die Bilder (Taf. XIX, XX und XXI) bestätigen die Aehnlichkeit.

Schiefer ist sicher eine der größten tektonischen Diskordanzen weitherum dabei sind aber an der Schubfläche weder die Gneise noch die Bündner Schiefer weiterhinein in ihrer Masse zerrüttet, sondern die Bewegung ist scharf konzentriert auf eine Schubfläche und eine schmale Randzone der aufgeschobenen Gneise und nur diese ist von den Gangmylomiten durchdrungen [1]).

Aehnlich ist das Verhältnis beim Oetztaler Gneisrand im vordersten Pitztal.

Die Vorkommen in den Tobadiller Bergen liegen allerdings zusammen mit Mylonitschiefern aller Abstufungen, aber auch diese Bewegungszonen sind doch auch auf verhältnismäßig engen Raum begrenzt. Immerhin sind die Gangmylonite auch hier viel seltener in typischer Ausbildung anzutreffen als am Bündner Schieferrand.

Sowohl am Südrand der Silvretta als am Oetztaler Gneisrand erfolgte die Schubbewegung nicht parallel den Schichtflächen der Gneise, sondern schräg oder quer zu ihrem Streichen.

Die Mylonitschiefer und alle ihre Uebergänge bis zu den Serizitschiefern (Phyllonite Sanders) verbreiten sich an Bewegungszonen, welche in der Schieferungsebene erfolgten und sind weit weniger auf einzelne Flächen beschränkt, sondern umfassen breitere Streifen der Schichtfolge. Ihr Extrem ist eine allgemeine Phyllonitisierung ganzer Schichtkomplexe.

Auf die Entstehung von Myloniten ist nicht nur die Mechanik der Bewegung, sondern auch die Art der betroffenen Gesteine von Einfluß.

Die Beobachtungen in der Phyllitzone von Landeck ergaben, daß der Mylonitisierung vor allem die Granitgneise unterliegen. Es sind wenige größere Granitgneismassen in diesem Gebiete, welche nicht bis zu gewissem Grade, mehrere in sehr hohem mylonitisiert wären.

Das auffälligste Beispiel ist der große Orthogneiszug St. Margareten (Wenns)—Vennetgipfel, welcher fast gänzlich in Mylonitschiefer umgeformt worden ist, während die begleitenden Phyllite zu beiden Seiten ihre unveränderte Struktur bewahrt haben. Die Mylonitbildung ist hier nicht an eine Störungslinie, sondern an das Gestein gebunden.

Die Orthogneise, welche zwischen Tobadill und Hintergiggl anstehen, sind gleichfalls weit stärker mylonitisiert als ihre Umgebung. Die Mylonitzone, welche „Am Mösl" (Scheibenkopf) zum Nordgrat der Mittagspitze zieht, ist an eine Linse von Biotitgranit gebunden und geht nicht darüber hinaus. Ebenso fällt die Mylonitzone am Großgfallkopf mit einer Orthogneiseinschaltung zusammen.

Auch im Gneisgebirge treffen wir noch diese Lokalisation des Mylonitbildung, zum Beispiel am Augengneis an der Nordseite des

[1]) Auch Cornelius berichtet im „Führer zu geol. Excursionen in Graubünden etc.", 1912, daß bei der Ueberschiebung des Granits von Gravasalvas auf die Liasschiefer am Longhinpaß ersterer an seiner Unterfläche stark mylonitisiert wurde, letztere nicht. Bei der Ueberschiebung des Corvatschgranits auf die Schiefer von Val Fex herrscht nach Staub (Vierteljahrschrift der Schweizer naturf. Ges. 1915) die gleiche Verteilung.

Kielebergs, bei der Amphibolit-Biotitgranitmasse am Nordgrat des Planskopf (Urgtal).

Diese selektive Druckmetamorphose, welche den Vennet-Wennser Granitgneis zu Mylonit verwandelt hat, ist nicht die Wirkung einer Bewegung an einer dort durchschneidenden Schubfläche, sondern es kommt darin die Durchbewegung, welche die ganze Phyllitregion betroffen hat, zum Ausdruck, während sie im Phyllit in den Gleitungen an der feinen Schieferung sich unauffällig und in weiterer Verteilung ausgleichen konnte. Die Gneislinse in den Phylliten spielt eine ähnliche Rolle wie Porphyroblasten oder große Einsprenglinge vom Feldspat, Quarz, Hornblende u. a. zwischen dicken Glimmerflasern; auch sie erliegen zuerst der Kataklase. Die mylonitischen Granitgneise sind gewissermaßen die empfindlichen Indikatoren, welche die Durchbewegung der ganzen Region verraten.

Inhaltsverzeichnis.

Einige Beziehungen zwischen Kolloidchemie, Geologie und Technik.

Von Ing. und Dr. phil. Josef Stiny.

Ueber Zusammenhänge zwischen Kolloidchemie und Geologie liegen bereits zahlreiche Veröffentlichungen vor; ich erinnere nur an die Arbeiten von Leitmeier[1]), Niklas[2]), Ehrenberg[3]) usw. Pollacks[4]) Studie beleuchtet unter anderem auch den Nutzen, den die Technik aus der Klärung mancher Fragen aus den Grenzgebieten zwischen Geologie und Kolloidchemie ziehen könnte.

In der Tat verdienten die Grenzgebiete zwischen Geologie und Technik eine sorgfältigere Pflege von seiten der Geologen als bisher. Das gleichgültige, um nicht zu sagen ablehnende Verhalten vieler Ingenieure gegenüber der Geologie rührt zum Teil auch von dem geringen Interesse her, das viele Geologen jenen Fragen entgegenbringen, welche den Techniker fesseln; gilt es doch in Geologenkreisen vielfach als weit zeitgemäßer, sich mit Tektonik als mit anderen Fragen der sogenannten allgemeinen Geologie zu beschäftigen. Auf dem Gebiete der letzteren ist man vielfach über die Kenntnisse noch nicht hinaus, die man bereits vor 50—60 Jahren über gewisse Naturerscheinungen gewonnen hatte; ich denke dabei besonders an die Abschnitte über Erosion, Bodenbewegungen usw., deren Bearbeitung in den geologischen Lehrbüchern der letzten Jahrzehnte fast die gleiche geblieben ist. Zwar haben Forscher wie Bargmann, Blanckenhorn, Frech, Heim, Koch, Löwl, Pollack, Reyer, Singer, Toula usw. so manches Bemerkenswerte über Murbrüche, Bergstürze, Talbildung, Rutschungen und verwandte Erscheinungen veröffentlicht. Die Ergebnisse ihrer Beobachtungen und Untersuchungen waren für den Fortschritt der geologischen Wissenschaft und für die Technik gewiß gleich wertvoll und das Unterbleiben dieser Veröffentlichungen hätte für unsere Erkenntnis einen Ausfall bedeutet. Es fehlt aber in diesen älteren einschlägigen Arbeiten vielfach noch die quantitative Wertung der Naturerscheinungen; die geologische Forschung pflegte vornehmlich die spekulative Richtung und erst seit Daubrée,

[1]) Dölter, Cornu und Leitmeier. Die Anwendung der Kolloidchemie auf Mineralogie u. Geologie Zeitschrift für Chemie u. Industrie der Kolloide. 1909.

[2]) Niklas, H., Die Kolloidchemie und ihre Bedeutung für die Bodenkunde, Geologie und Mineralogie. Interne Mitteilungen für Bodenkunde. 1913 S. 383 ff.

[3]) Ehrenberg, Die Bodenkolloide. Dresden 1915.

[4]) Pollack, V., Zur Frage der Bodenbeweglichkeit und Druckfestigkeit der „Tongesteine“ und verwandter Materialien. Kolloidzeitschrift 1917, S. 33 ff.

Paulcke u. a. zieht man auch den Versuch und die Statistik immer mehr und mehr zur Lösung strittiger Fragen heran. Versuch und Messung, abwägender Vergleich und kritische Zusammenstellung (Statistik) aber bieten erst jene festen Grundlagen, auf welchen der Ingenieur aufbauen und aus welchen er nutzbringende Schlüsse für seine Tätigkeit ziehen kann. Daß der Beruf des Ingenieurs ein überaus hoher und wichtiger ist, weil seine Ausübung unermeßliche volkswirtschaftliche Werte schafft, davon überzeugen sich die Völker täglich immer wieder vom neuen, ja man könnte die Achtung, der sich der Ingenieur bei einem Volke erfreut, fast als Gradmesser für die wirtschaftliche Fortgeschrittenheit des betreffenden Landes betrachten. Der Ingenieur wird seinen Aufgaben aber oft nur dann entsprechen können, wenn er die Naturerscheinungen kennt, die sich seinem Unternehmen mehr minder hinderlich entgegenstellen. Hier frommt es nicht, der rohen Naturgewalt wiederum wuchtige Kraft entgegenzusetzen; bei diesem aus wirtschaftlichen Gründen ungleichen Kampfe triumphiert zumeist die allmächtige Mutter Natur und der Mensch zieht den kürzeren. Hier setzt die Beratung und Ergänzung der Tätigkeit des Ingenieurs durch den Geologen ein; dieser lehrt den Techniker die Erkenntnis der Naturerscheinungen und das zweckmäßigste Verhalten gegenüber den die Erdrinde formenden Kräften. Aus der Kenntnis des Verlaufes, der Stärke, der Folgen usw. eines geologischen Vorganges schöpft der Ingenieur die Mittel, die Natur zu meistern und zu beherrschen; nur derjenige ist Ingenieur im vollen, hehren Sinne des Wortes, der es versteht, mit den gegebenen Kräften und Stoffen hauszuhalten, die Naturgewalten mit den geringstmöglichen Mitteln zu besiegen und, wo wünschenswert, sogar die Naturerscheinungen selbst zur Lösung von Aufgaben heranzuziehen und seinen Zwecken dienstbar zu machen. Der Geologe wird aber nur dann immer mehr veredelnd auf die Tätigkeit des Ingenieurs einwirken können, wenn er sich in entsprechendem Maße dem Ausbaue der Lehren der allgemeinen Geologie und der technischen Auswertung der Gesteinskunde widmet. Die Gebiete der historischen Geologie und der Paläontologie fördern die Technik unmittelbar wenig oder gar nicht, so sehr sie auch die rein geologische Erkenntnis bereichern und so mittelbar auch dem Ingenieur zugute kommen.

Die Wechselbeziehungen zwischen Gesteinskunde und Technik haben nun in der letzten Zeit durch eine Reihe namhafter Forscher sorgfältige Pflege und wesentliche Förderung erfahren; es dürfte genügen, aus der Fülle von geehrten Arbeitern auf Namen wie Hanisch, Herrmann, Hirschwald, Rosiwal u. a. hinzuweisen. Immerhin aber bleibt hier noch ein weites Arbeitsfeld für ergänzende Forschungen offen.

Mehr im argen liegen die Verhältnisse auf dem Gebiete der dynamischen Geologie. Zwar fehlt es auch hier nicht an Ansätzen zu einer ziffermäßigen Auswertung der Naturerscheinungen. Die großartigste Veröffentlichung stellt, von Hoff[1]) abgesehen, in

[1]) Hoff, K. E. A., Geschichte der durch Ueberlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. Gotha 1834.

dieser Hinsicht Sappers[1]) Arbeit über die Vulkane der Erde dar. Götzingers[2]) schöne Veröffentlichungen bedeuten einen Gewinn für unseren ziffermäßigen Einblick in den Verlauf mancher Naturerscheinungen. Brauns[3]) an und für sich gute Anregungen zu einer Statistik der Bodenbewegungen versprachen reiche Ausbeute auch für technische Zwecke, scheinen aber keinen Widerhall, beziehungsweise keine Fortsetzung gefunden zu haben. Häberle[4]) beschäftigte sich mit den Fortschritten der Verwitterung, Erosion und Denudation. Auch der Verfasser[5]) wies wiederholt auf die Notwendigkeit ziffermäßiger Feststellungen und von Versuchen bei geologischen Vorgängen hin und machte gelegentlich einige diesbezügliche Angaben. Das bisher von den Genannten und Anderen Geleistete ist aber bloß ein kleiner Anfang dazu, die dynamische Geologie auf jene sichere, konkretere Grundlage zu stellen, welche sie erst dem Techniker so recht wertvoll macht. Eine ungeheure Arbeit ist noch zu bewältigen. Entsprechend der Tatsache, daß so manche noch näher zu klärende Fragen auf dem Grenzgebiet zwischen Technik (Hydraulik usw.) und Geologie liegen, wird die Arbeit von Geologen und Ingenieuren gemeinsam geleistet werden müssen, soll für die ausübende Tätigkeit Ersprießliches erzielt werden. Zu diesem Behufe wird der Geologe seine Kenntnisse nach der technischen, der Ingenieur sein Wissen nach der geologischen Seite hin erweitern, ergänzen und vertiefen müssen. Die junge Wissenschaft der Kolloidchemie wird dabei gar oft zu Rate zu ziehen sein.

Es soll im Nachstehenden versucht werden, einige dieser Wechselbeziehungen zwischen Geologie, Technik und Kolloidchemie herauszugreifen und näher zu beleuchten. Eine erschöpfende Darstellung wird dabei weder erreicht noch angestrebt werden. Es möge daher die vorliegende Arbeit nur als eine bescheidene Anregung zur weiteren Verfolgung des gesteckten Zieles, die dynamische Geologie nach der quantitativen und experimentellen Seite hin auszubauen, aufgefaßt werden. Dabei sollen die Ergebnisse einiger Versuche mitgeteilt werden, welche vom Verfasser angestellt wurden; ihre gelegentliche Fortsetzung ist geplant.

---

[1]) Sapper, K., Beiträge zur Geographie der tätigen Vulkane. Zeitschrift für Vulkanologie. 1917. Band III.

[2]) Götzinger, G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Pencks geographische Abhandlung. Band IX. Heft 1. Leipzig 1907. — Götzinger, G., Häberles Messungen der Fortschritte der Vewitterung, Erosion und Denudation. Deutsche Rundschau für Geographie. XXXIV. 4. Heft, S. 176—178.

[3]) Braun, G., Ueber Bodenbewegungen. Greifswald 1908.

[4]) Häberle, D., Zur Messung der Fortschritte der Erosion und Denudation. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1907. Band I. S. 7 ff. — Häberle, D., Ueber die Meßbarkeit der Fortschritte der Verwitterung. Jahresbericht und Mitteilungen des oberrhein. geologischen Vereins 1911. N. F. S. 52.

[5]) Stiny, J., Die Ursachen der vorjährigen Vermurungen im Zillertal. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft. Wien 1909. S. 213 ff. — Die Muren. Innsbruck 1910. — Fortschritte des Tiefenschurfes in der Gegenwart. Geologische Rundschau. III. Band. S. 166 ff. — Versuche über Schwemmkegelbildung. Geologische Rundschau 1917. S. 189 ff.

Die Versuche wurden im Laboratorium der Lehrkanzel für forstliche Standortslehre an der k. k. Hochschule für Bodenkultur in Wien ausgeführt; Herrn Prof. Dr. W. Grafen zu Leiningen sei an dieser Stelle für die gütige Erlaubnis zur Benützung der Arbeitsräume der geziemende Dank abgestattet. Als Versuchsstoffe dienten sarmatische Sande von der Türkenschanze und sogenannte „Tegel" aus den Ziegeleien von Hernals (sarmatische Stufe des Tertiärs). Der verwendete Tegel enthielt, wie ermittelt wurde, 5·56 v. H. Kalziumkarbonat beigemengt, das verschiedenen, zerkleinerten Resten von Muscheln und Schnecken entstammt. Der Sand wurde durch Sieben, der Tegel durch Schlemmen mit dem Apparat von Appiani-Attenberg in Bestandteile von verschiedener Korngröße zerlegt, und die so gewonnenen Teile bekannter Größe den Versuchen zugrunde gelegt. Der Tegel erwies sich trotz des nicht geringen Kalkgehaltes als hochgradig bildsam und knetbar; dieses Verhalten dürfte wohl einerseits darauf zurückzuführen sein, daß der Kalk im Tegel wahrscheinlich z. T. selbst in kolloidaler Form auftritt, anderseits aber von ihm unter den gegebenen Verhältnissen nur so geringe Mengen in Lösung gehen, daß der Schwellenwert für die Aufhebung der Ausflockung nicht erreicht wird.

---

1. Das Raumgewicht von Aufschwemmungen fester Teilchen in Wasser.

Kaum ein Schriftsteller, welcher sich mit der Sinkstoff- und Geschiebeführung von Wässern beschäftigt hat, versäumte es, auf die Erhöhung der Dichte hinzuweisen, welche das Wasser durch die Beimengung von festen Stoffen erfährt. Namentlich Augenzeugen von Murgängen haben oft in überzeugender Weise geschildert, wie selbst große Felsblöcke von vielen Tonnen Gewicht nicht selten im Murbrei förmlich schwimmen; eine solche Erscheinung setzt aber ein außerordentlich hohes Raumgewicht der Murmassen voraus [1]). Wir können diese Erhöhung der Dichte von Wasser, welches mit festen Bestandteilen beladen ist, am besten verstehen, wenn wir von dem Raumgewichte kolloidaler Verteilungen in Wasser ausgehen.

Lange schon, ehe Graham das Wort „Kolloid" geprägt hatte, wußte P. S. Girard [2]), daß die Dichte von Seinewasser in geradem Verhältnisse mit der Menge von zartem Tonpulver von der Dichte = 2·47457 wachse, die man ihm beimischt. Die Ergebnisse von Girards Versuchen sind, umgerechnet, folgende:

[1]) Vgl. Stiny, J., Die Muren, S. 37.

[2]) Girard, P. S., Ueber die Anziehung, die sich in merklichen Abständen zwischen den Oberflächen starrer Körper äußert, durch eine Flüssigkeit, in welcher sie untergetaucht sind. Poggendorfs Annalen der Physik und Chemie. Leipzig 1825. S. 41 ff.

Tongehalt vom Hundert	Raumgewicht der Aufschwemmung	Anmerkung
75	1·9742	berechnet
70	1·9093	"
60	1·7794	"
50	1·6495	"
40	1·5196	"
30	1·3897	"
20	1·2598	"
10	1·1299	"
9·9	1 1181	nach Girard
5	1·0649	berechnet
4	1·0454	nach Girard
3·23	1·0335	"
1	1·0113	berechnet

Aus Girards Versuchen geht bereits hervor, daß die Zunahme der Dichte des Wassers mit der Beimischung fester, feinstverteilter Stoffe infolge von Zusammenziehungserscheinungen schwach beschleunigt erfolgt. Man ersieht außerdem ohne weiteres, daß schon in Wässern mit etwa 50 v. H. Gewichtsteilen Ton Gesteinsblöcke von geringer Dichte (Tuffe, gewisse Kalksteine usw.) leicht schwimmen können; denn ein Geschiebe von 1 m^3 Rauminhalt und etwa der Dichte = 1·60 verliert im Tonbrei obiger Zusammensetzung rund 1·65 *t* an Gewicht, vermag also in der Masse zu schwimmen, vorausgesetzt, daß die auf Girards Messungen aufgebauten Schwereberechnungen mit dem tatsächlichen Verhalten von Tonbrei stimmen, was nach den folgenden Ausführungen zu bezweifeln ist.

Schübler[1]) mischte weiße, kölnische Pfeifenerde von der Dichte = 2·44 mit verschiedenen Mengen Wassers und ermittelte das Raumgewicht der Aufschwemmung mittels eines genauen Aräometers. Nachstehend seien die von ihm ermittelten Werte, auf Hundertstel umgerechnet, wiedergegeben:

Tongehalt des Breies in Hundertsteln	Dichte des Breies	Anmerkung
2·44	1·012	nach Schübler
3·23	1·016	"
3·84	1 020	"
4·76	1 026	"
6·25	1·034	"
9·091	1·046	"
10	1·0502	errechnet
20	1·1004	"

[1]) Schübler, Grundsätze der Agrikulturchemie. Leipzig 1838.

Tongehalt des Breies in Hundertsteln	Dichte des Breies	Anmerkung
30	1·1506	errechnet
40	1·2008	„
50	1·2510	„
60	1·3012	„
70	1·3514	„
80	1·4016	„
90	1·4518	„

Schübler erhielt somit weit geringere Werte als Girard; aus seinen Ergebnissen können aber hinsichtlich der Dichtezunahme ganz ähnliche Gesetze abgeleitet werden.

Die Versuche, welche Linder und Picton[1]) mit kolloidem Arsentrisulfid anstellten, ergaben gleichfalls, daß die Dichtelinie nahezu streng eine Gerade ist. Aus ihren Angaben wurden nachstehende Werte errechnet:

Hundertstel $As_2 s_3$ in der Mischung	Dichte
10 v. H.	1·075915
20 „	1·151830
30 „	1·227745
40 „	1·303660
50 „	1·379575
60 „	1·455490
70 „	1·531405
80 „	1·607320
90 „	1·683235

G. Quincke[2]) fand die Dichte einer kolloidalen Kieselsäureverteilung zu

1·005 bei Anwesenheit von 1 v. H. Kieselsäure
1·017 bei Anwesenheit von 3 v. H. Kieselsäure
1·029 bei Anwesenheit von 5 v. H. Kieselsäure
1·059 bei Anwesenheit von 10 v. H. Kieselsäure

Sieht man von Girards Angaben ab, welche sich wegen der Unsicherheit der Umrechnungsziffer für das von ihm verwendete Aräometer nicht gut vergleichen lassen, so gewinnt man aus den Versuchen von Schübler, Linder-Picton und Quincke eine eigenartige Beziehung. Die wahre Dichte eines festen Körpers ist stets

[1]) Linder, S. E. und Picton, H., in „Journ. Chem. Soc. 1895" wiedergegeben nach W. Ostwald, Grundriß der Kolloidchemie. Leipzig 1899.

[2]) Quincke, G. in Drudes Annalen der Physik, 19[illegible]3, S. 486, 509 und 1907, S. 800 (nach W. Ostwald).

etwas kleiner als die aus der Mischungsreihe theoretisch errechnete, welche man erhält, wenn man das Raumgewicht eines 10prozentigen Gemenges mit 10 vervielfacht. So erhält man z. B. die Dichte von

Kieselsäure (wasserhältig) tatsächlich zu ......2·30
rechnungsmäßig zu.................. 2·59
Köln. Pfeifenerde tatsächlich zu............2·44
rechnungsmäßig zu....................2·502
Arsentrisulfid tatsächlich zu ....2·70
rechnungsmäßig zu...................2·759

Dies entspricht den bekannten Gesetzen, daß die Dichtezunahme für gleiche Gehaltszunahmestufen mit wachsendem Gehalte an festen Stoffen, wenn auch langsam, doch recht merklich steigt und daß das Raumgewicht von Aufschwemmungen infolge eintretender Zusammenziehungen größer ist, als das aus dem arithmetischen Mittel von Flüssigkeit und festem Körper berechnete.

Die Versuche mit Arsentrisulfid und mit Kieselsäure beziehen sich auf streng kolloide Stoffe, bzw. Lösungen (Gemische). Schüblers Tonbrei stellt zwar eine Mischung von Wasser mit festen Stoffen dar, welche nicht zur Gänze kolloidaler Natur sind, läßt aber über die Korngröße der Nichtkolloide im Unklaren. Es wurden daher mit den Ergebnissen der eigenen Schlämmungen Versuche angestellt, von denen Klarheit über die Frage erhofft werden konnte, wie sich die einzelnen Korngrößen in Aufschwemmungen hinsichtlich ihres Raumgewichtes verhalten.

Es darf dabei eine Ungenauigkeit nicht verschwiegen werden, welche allen ähnlichen Versuchen anhaftet. Löffler[1]) wies bereits darauf hin, daß infolge des Niedersinkens der festen Stoffe in einer Aufschwemmung das Aräometer etwas zu niedrige, das Pyknometer aber etwas zu hohe Werte ergebe. Da ich bei meinen Versuchen ein Aräometer verwendete, so sind die im folgenden angeführten Beobachtungswerte nur innerhalb obiger Fehlengrenze verläßlich. Die Abweichung vom wahren Dichtewerte ist bei groben Körnungen so groß, daß die erhaltenen Ziffern unbrauchbar werden; der Fall der Körner erfolgt so rasch und mit solchem Ungestüm, daß das Aräometer rasch emporschnellt, um bald wiederum allmählich zu sinken; so ergab z. B. eine Aufschwemmung von 10 *gr* groben Sand mit 0·25 bis 1 *mm* Durchmesser in 90 *gr* Wasser das Raumgewicht von 1·02, einen offenbar zu niedrigen, unverwendbaren Wert. Bei den feinen Teilchen bereitet wiederum ihr Aneinanderkleben Schwierigkeiten und es kostet einige Mühe, möglichst gleichteilige, gleichmäßig mit festen Teilchen durchsetzte Aufschwemmungen zu erhalten.

Das Raumgewicht des Sandes von 0·25 bis 1 *mm* Korndurchmesser wurde zu 2·66 bestimmt, deckt sich also fast völlig mit dem des reinen Quarzes (D. = 2·65).

---

[1]) Löffler, Wann und auf welchem Wege beeinflussen suspendierte Teilchen Gewicht und Auftrieb einer Flüssigkeit? Poggendorfs Annalen der Physik 1907, S. 517—525.

Die Ermittlung des Raumgewichtes von Aufschwemmungen von Feinsand[1]) (Korndurchmesser 0·2 bis 0·06 *mm*) in Wasser führten zu nachstehenden Ergebnissen:

Hundertstel Feinsand im Gesamtgemenge		Dichte der Aufschwemmung	
10		1·053	Unmittelbar beobachtet
	2		
11·11		1·055	
	52		
20		1·107	
	55		
30		1·162	
	56		
40		1·218	Aus Beobachtungen errechnet
	57		
50		1·275	
	58		
60		1·333	
	59		
70		1·392	
	60		
80		1·452	
	61		
90		1·513	
	62		
100		2·575	

Die erhobene Dichte des Feinsandes (D. = 2·525) nähert sich jener des Kaolins (D. = 2·50), beziehungsweise des Zersetzungstones, wie er aus der Verwitterung der Feldspate hervorgeht. Der geringe Mehrbetrag ist auf Beimengung feiner Quarzkörner usw. zurückzuführen.

Die Abweichung des Beobachtungswertes der Zeile 1 vom arithmetischen Mittel beträgt 0·023.

Die Versuche mit Mehlsand (0·02 bis 0·06 *mm* Korndurchmesser) ergaben die auf nachstehender Tabelle I angeführten Resultate.

Die Dichte des Mehlsandes wurde zu 2·463 ermittelt. Die Abweichung des Beobachtungswertes Zeile 1 vom arithmetischen Mittel des Raumgewichtes von Mehlsand und Wasser beträgt 0·022.

Die entsprechenden Werte für Aufschwemmungen von Schluff (0·02 bis 0·006 Korndurchmesser) ergaben die auf Tabelle II angeführten Resultate.

---

[1]) Die Bezeichnungen „Feinsand", „Mehlsand", „Schluff", „Mu" usw. werden im Sinne Attenbergs gebraucht. (Vgl. Attenberg, Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. Internationale Mitteilungen für Bodenkunde, Bd. II, Heft 4.)

Tabelle I:

Hundertstel Mehlsand im Gesamtgemenge	Raumgewicht der Aufschwemmung		
10	1·051		beobachtet
		53	
20	1·107		
		54	
30	1·158		
		55	
40	1·213		Aus Beobachtungen berechnet
		56	
50	1·269		
		57	
60	1·326		
		58	
70	1·384		
		59	
80	1·443		
		60	
90	1·503		
		61	
100	2·564		

Tabelle II:

Hundertstel Schluff im Gesamtgemenge	Raumgewicht der Aufschwemmung		
10	1·044		unmittelbar beobachtet
		29	
16·67	1·073		
		22	
20	1·095		
		53	
30	1·148		
		55	
40	1·203		Aus Beobachtungen errechnet
		57	
50	1·260		
		58	
60	1·318		
		59	
70	1·377		
		60	
80	1·437		
		61	
90	1·498		
		62	
100	2·560		

Das Raumgewicht des Schluffes beträgt 2·451, die Abweichung des arithmetischen Mittels vom Beobachtungswerte der ersten Zeile 0·0288. Die Dichte des Schluffes deckt sich fast völlig mit jener der kölnischen Pfeifenerde, welche Schübler zu seinen Versuchen verwendete; demgemäß stimmen auch die erhaltenen Ergebnisse gar nicht schlecht überein.

Für feinen Staub (0·002 bis 0·006 Korndurchmesser) wurden nachstehende Dichtezahlen ermittelt:

Hundertstel Feinstaub im Gesamtgemenge		Raumgewicht der Aufschwemmung	
10		1·054	unmittelbar beobachtet
	54		
20		1·108	
	46		
28·57		1·154	
	10		
30		1·164	
	58		
40		1·222	Aus Beobachtungen errechnet
	59		
50		1·281	
	60		
60		1·341	
	61		
70		1·402	
	62		
80		1·464	
	63		
90		1·527	
	64		
100		2·591	

Die Dichte des Feinstaubes beläuft sich, wie festgestellt wurde, auf 2·439, die Abweichung des Wertes der ersten Zeile vom arithmetischen Mittel 0·018. Auch hier zeigen sich nahe Beziehungen zu den Ergebnissen des Schübler'schen Versuchs.

Es zeigt sich somit die Erscheinung, daß das Raumgewicht der Bestandteile des Tegels mit der Korngröße abnimmt. Diese Verringerung der Dichte beruht nicht bloß auf der Abnahme der Volumenenergie allein, an deren Stelle allmählich die Oberflächenenergie tritt, sondern wohl auch auf einem Wechsel der mineralogischen Zusammensetzung. An die Stelle des Quarzes, welcher den groben Sand fast allein zusammensetzt, treten beim Mu (0·2—0·02 Korndurchmesser = Feinsand + Mehlsand) immer mehr und mehr schüppchenartige Teilchen, wie Glimmerblättchen, Tonflinserchen usw. Inwieweit infolge der Oberflächenwirkung der feinen Teilchen Luftbläschen an ihnen haften bleiben und die Dichte verringern, läßt sich nicht überblicken.

Die Abweichung der errechneten Dichte einer 100 prozentigen, gedachten Aufschwemmung von der tatsächlich im Versuchswege ermittelten nimmt mit abnehmender Korngröße zu; sie beträgt bei:

Grobsand	+ 0·010
Feinsand	+ 0·050
Mehlsand	+ 0·101
Schluff	+ 0·109
Feinstaub	+ 0·152

Anders ausgedrückt, die Zusammenziehung (Verdichtung) der Aufschwemmung wächst mit zunehmender Kleinheit des Korns.

Auftrieb, das ist Gewichtsverlust der festen Stoffe in der Flüssigkeit, kann tatsächlich erst dann eintreten, wenn die Masse der festen Teilchen völlig durchfeuchtet ist. Nach den Berechnungen von Schmid[1]) und anderen sind zur vollständigen Durchtränkung von Schwimmsand mit Wasser bei kugeliger Gestalt der Sandkörnchen und dichter Lagerung 25·95 v. H. Raumteile Wasser nötig. In der Gewichtseinheit nassen, dichten Schwimmsandes sind daher

87·26 v. H. Gewichtsteile Sand enthalten, wenn die Dichte des Sandes . . . . 2·4
87·70 v. H. . . . . 2·5 und
88·10 v. H. Gewichtsteile, wenn die Dichte des Sandes . . . . 2·6

beträgt. Man kann daher von Aufschwemmungen mit mehr als etwa 90 Prozent Gewichtsteilen Sand nur gedachtermaßen sprechen, in der Wirklichkeit bestehen sie im allgemeinen nicht. Nur dann, wenn die Sandkörner nicht kugelähnlich, sondern annähernd würfel- oder vielflächenähnlich geformt sind und mit ihren Flächen aneinanderlägen, käme eine völlige Durchnässung früher zustande und würde die obige Grenze der möglichen Aufschwemmungen über 90 v. H. Gewichtsteile Sandes hinaufrücken. Das umgekehrte gilt für Sandkörnchen beliebiger Gestalt von lockerer Lagerung. Diese erfordern bei kugelähnlicher Form zur völligen Durchnässung bis zu 47·6 v. H. Raumteile Wasser[2]); bei den vielflächigen glazialen Sanden Schwedens schwankt dieser Betrag nach Atterberg[3]) zwischen 36 und 41 v. H.

Die angestellten Versuchsreihen würden eine bessere Auswertung erfahren können, wenn die Dichte der festen Bestandteile aller Korngrößen dieselbe wäre und nicht, wie dies tatsächlich der Fall ist, mit der Korngröße abnähme. Dieser Umstand, wie die damit zum Teil

[1]) Schmid, E., Ueber die in Schwimmsandlagern mögliche Wassermenge. Oesterr. Zeitschrift für Berg- u. Hüttenwesen. Wien 1908. S 581 ff. — Lueger, O., Technisches Lexikon.

[2]) Nach Lang, Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik, 8. 1895; wiedergegeben nach Atterberg (siehe Fußnote 3).

[3]) Atterberg, A., Die landwirtschaftlichen Versuchsstationen. Band 69, 1908, S. 93—143.

zusammenhängende Abweichung in der mineralogischen Zusammensetzung, trübt etwas den Ueberblick über die Erscheinung. Immerhin aber läßt sich erkennen, daß bei gleichbleibender Dichte der aufgeschwemmten Teilchen mit abnehmender Größe derselben das Raumgewicht der Aufschwemmung selbst zunimmt. Hochwässer sind daher unter sonst gleichen Umständen um so schwerer, je feiner die von ihnen mitgeführten Sinkstoffe sind. Zwar dürfte die Gewichtserhöhung von Hochwässern der Tieflandflüsse entsprechend ihrer geringen Schlammführung keine allzu bedeutende sein und sich nur selten über einige Hundertstel hinausbewegen; für die Mitführung von Treibholz, die Verstärkung der Stoßkraft usw. ist aber selbst eine so wenig beträchtliche Dichtevermehrung immer noch von Belang und man wird Schübler (a. a. O.) beipflichten müssen, wenn er sagt, daß „schon mehr weniger durch Ton und erdige Teile getrübtes Flußwasser schwerer belastete Schiffe zu tragen imstande ist, als völlig klares, reines Wasser“. Auf diese Weise würde also die Erbauung von Talsperren in Sammelgebieten schiffbarer Flüsse durch Zurückhaltung der Sinkstoffe die Tragfähigkeit des Wassers herabmindern.

Einschneidender macht sich die Raumgewichterhöhung bei Gebirgsbächen und Flüssen bemerkbar, deren größere Geschwindigkeit eine wesentlich vermehrte Sinkstofführung gestattet, am meisten aber bei den Muren, welche meines Erachtens im Sinne der neueren Kolloidforschung nichts anderes darstellen, als Aufschwemmungen großartigsten Maßstabes, welche von weniger stoffbeladenen Wassermassen immer wieder vom neuen vorgestoßen werden, beziehungsweise Bewegungsimpuls empfangen [1]). Hier muß man mit außerordentlich hohen Dichten des Murbreis rechnen. Bei einem Raumgewichte von etwa 1·50 — allerdings wohl ein nicht häufiger oberer Grenzfall — müßten alle Gesteinstrümmer von einer die Korngröße der festen Teile der Aufschwemmung übersteigenden Größe auf dem Rücken des Murganges mehr minder schwimmen, wenn ihr eigenes Raumgewicht unter 1·50 liegt. Ueber den Gehalt der Muren an festen Massen folgen weiter unten eigene Untersuchungen. Daß aber außerordentlich dichte Murbreie wirklich vorkommen, das lehrt auch die Beobachtung, daß in manchen Murgängen gewaltige Felsblöcke förmlich schwimmend abgetriftet werden und daß die Oberfläche besonders zähflüssiger, wasserarmer Muren oft von größeren Geschieben förmlich eingehüllt wird. Hierüber tieferstehend mehr.

Jedenfalls spielt das Raumgewicht bei der Beurteilung von Murgängen, ihren Wirkungen usw. eine vom Techniker nicht zu unterschätzende Rolle; von ihr hängt die Beanspruchung noch nicht völlig verlandeter Talsperren, von Sohlen gepflasterter Gerinne usw. ab. Freilich wird es schwer sein, den Betrag der Dichte schärfer zu erfassen, weil seine Höhe von der Zusammensetzung der Muren aus festen Bestandteilen verschiedener Korngröße und Dichte, vom Wassergehalt des Murbreies, vom Gefälle des Gerinnes und anderen Einflüssen abhängt, welche ebenso wie die vorgenannten entweder nur

---

[1]) Ehrenberg, P. (Die Bodenkolloide. Leipzig 19 5, S. 83—85) muß als Vorläufer dieser Auffassung gelten.

ganz annähernd im voraus geschätzt oder mit Mittelwerten in Rechnung gesetzt werden können. Man wird sich aber für technische und geologische Zwecke mit der möglichen geringeren Genauigkeit um so eher begnügen können, als die Berechnung anderer, den Geologen und Techniker gleich interessierender Werte, wie der Abflußmengen, der Wassergeschwindigkeit usw. in Wildbachgerinnen ebenfalls auf keiner ganz sicheren Grundlage ruht; man wird daher den hier üblichen Sicherheitszuschlag zu den errechneten Werten auch bei der Anschätzung der möglichen Dichte zu erwartender Murgänge in Anschlag bringen.

---

2. Der Wassergehalt von Murgängen.

In meiner kleinen Schrift über die Muren habe ich die Abtrennung der echten Murgänge von den geschiebereichen Hochwässern in der Weise vorgenommen, daß ich, gestützt auf den äußeren Anblick, den Murgänge gewähren und Anhaltspunkte im Schrifttum annahm, bei den Muren überwiege die Masse der festen Stoffe gegenüber dem Wasserinhalte, während bei der gewöhnlichen Geschiebeförderung durch Wasser die Masse des letzteren überwiege. Ich habe damals, als ich diese Zeilen niederschrieb, lange gezweifelt, ob es nicht beser sei, an Stelle der „Masse“ das „Gewicht“ als unterscheidendes Kennzeichen einzusetzen. Um Klarheit über das Verhältnis zu schaffen, in welchem sich Wasser und Geschiebe zum Murbrei vereinigen, habe ich nunmehr eine Reihe von Versuchen angestellt.

Die Anordnung der Untersuchungen war folgende: In einem Gerinne von bekannter Neigung gegen die Wagerechte wurde ein Brei aus festen Stoffen bestimmter Korngröße aufgetragen und zumeist aus ihm eine Art stauender Barre geformt. Hierauf wurde aus einem Behälter ein dünnerer oder dickerer Wasserfaden zugeleitet. Das Wasser sammelte sich zuerst hinter dem Hinderniswalle, bis es schließlich die Barre durchbrach und als geschiebereiches Hochwasser zu Tale fuhr oder eine kleine Mure in Bewegung setzte. Bei sehr steiler Neigung entstanden Muren auch ohne Aufstau durch Selbstbeladung des Wassers mit Geschiebe. Je nach Absicht wurde sodann ein Teil des Hochwasserstromes oder ein ganzer „Murschub“ in einer gewogenen Porzellanschale aufgefangen. Die gefüllte Schale wurde sofort wiedergewogen, sodann aufs Wasserbad gebracht und das Gewicht der Schale mit dem wasserfreien „Geschiebe“ bestimmt. Auf diese Weise konnte der Wassergehalt von Murgängen ziemlich einwandfrei ermittelt werden. Die Beurteilung einer Geschiebefracht als geröllreiches Hochwasser oder als echte Mure erfolgte nach den in der Natur im großen gemachten Beobachtungen dieser Erscheinungen auf Grund der äußeren Bewegungsformen. Als Gerinne diente teils eine weite Glasröhre von kreisförmigem Querschnitte, teils eine trapezförmige Holzrinne von 1 *cm* Sohlenbreite und einfüßigen Böschungen. Da die murenbildenden Stoffe gewöhnliche, wenn auch feine Flußgeschiebe waren, gelten die erhaltenen Versuchsergebnisse auch nur für Geschiebemuren, nicht aber für Aschen-, Moor- oder sonstige Murformen.

a) Ermittlungen im Glasgerinne.

Die ersten Versuche, welche im Glasgerinne mit Sand von 0·25—1·0 *mm* Korngrößedurchmesser bei einer Gerinnsohlenneigung von 14 Graden angestellt wurden, ergaben Uebergangsformen zwischen geschiebereichen Hochwässern und echten Muren; der Anteil des Geschiebes an der Gesamtmenge von Wasser und Fördergut betrug nur 35·4—38·5 Gewichtshundertstel.

Weitere Hochwässer, welche reich an Geschieben von 0·2 bis 0·5 *mm* Korndurchmesser waren, führten im Mittel aus mehreren Versuchen bei 14⁰ Sohlenneigung gar nur 33·7 v. H. Sand gegen 66·3 Gewichtshundertstel Wasser.

Bei Anwendung von Mehlsand (0·02—0·06 *mm* Korndurchmesser) wurden in überaus geschiebereichen, zu echten Muren überleitenden Hochwässern nachstehende Werte ermittelt:

Gerinneneigung		Wasser (in Gewichtshundertstel der Gesamtmenge)	Geschiebe (in Gewichtshundertstel der Gesamtmenge)
20⁰ = 36·4 v. H.	mehr hochwasserartig	49·88	50·12
25⁰ = 46·6 v. H.	mehr hochwasserartig	49·45	50·55
30⁰ = 57·7 v. H.	murenähnlich	48·19	51·81
35⁰ = 70·0 v. H.	murenähnlich	46·68	53·32
40⁰ = 83·9 v. H.	murenähnlich	45·27	54·73

Es zeigt sich somit zwar ein Anwachsen der Geschiebemenge mit zunehmender Sohlenneigung, die Masse des Geschiebes aber bleibt selbst bei steilem Neigungswinkel beträchtlich gegen die Masse des Wassers zurück.

Echte Murgänge, welche mit Sand von 0·5—0·2 *mm* Korndurchmesser erzeugt wurden, ergaben wohl einen größeren Anteil der Geschiebe an der Gesamtmasse; es wurden gefunden bei einer Neigung der Gerinnsohle von

20⁰ . . . . 66·10 Gewichtshundertstel Geschiebe
30⁰ . . . . 67·06 Gewichtshundertstel Geschiebe
40⁰ . . . . 69·31 Gewichtshundertstel Geschiebe

Nachdem aber erst 71·43 Gewichtshundertstel 50 Massenhundertstel eines Geschiebes von rund 2·5 Dichte ergeben, bleibt auch bei diesen Versuchen, welche echte Muren erzielten, die Masse des Geschiebes hinter jener des Wassers immer noch zurück.

Wenn nun auch die Neigung der Gerinnesohle, Art, Form und Größe des Geschiebes sowie verschiedene andere Einflüsse Abweichungen von der Regel herbeizuführen imstande sind, so wird man doch im großen und ganzen die Muren als Naturerscheinungen umschreiben können, bei welchen im allgemeinen das Gewicht des bewegten Geschiebes jenes der fördernden Wassermenge völlig oder nahezu übertrifft. Dahin wäre die ältere Anschauung, daß die Masse des Geschiebes vor jener des Wassers vorwiegt, richtigzustellen.

b) Ermittlungen im Holzgerinne.

Die ersten im Holzgerinne angestellten Versuche galten dem Vergleiche mit den Ergebnissen im Glasgerinne. Mit Mehlsand von 0·02—0·06 *mm* Korndurchmesser wurden künstliche Hochwässer, beziehungsweise Murgänge erzeugt; sie enthielten bei einer Neigung des Gerinnes gegen die Wagerechte von

	Gewichtshundertstel		
	Wasser	Geschiebe	
20°	51·73	48·27	geschiebereiche, murähnliche Hochwässer
25°	52·04	47·96	
30°	55·12	44·88	
35°	43·64	56·36	echte Muren
40°	42·15	57·85	

Die erzielten Ergebnisse Zeile 1—3 stimmen mit der Erwartung vollkommen überein, daß die größere Reibung im Holzgerinne zur Geschiebefracht auch größere Mengen Wassers nötig machen wird. Anderseits zeigen die letzten Zeilen wiederum die Richtigkeit des Satzes, daß in echten Muren das Geschiebe nicht der Masse, sondern dem Gewichte nach überwiegt.

Letzteres geht auch aus den nachstehenden Versuchen mit Schluff (0·02 bis 0·006 *mm* Korngröße) hervor. Die erzeugten, sehr geschiebebeladenen Hochwässer enthielten bei einer Sohlenneigung von

	Gewichtshundertstel	
	Wasser	Geschiebe
10°	82·89	17·11
15°	78·11	21·89
20°	60·39	39·61
30°	57·16	42·84
40°	57·78	42·22

Es ist nicht leicht, mit so kleinen Tegelkörnchen künstliche Muren zu erzeugen, da die feinen Teilchen fest aneinanderkleben und sich mit Wasser schwer zu einem Brei mischen. Selbst wenn man außerhalb des Gerinnes einen dicken Brei anrührt, diesen ins Gerinne einträgt und dann erst die Sohle mit Wasser beschickt, gelingt es nur ausnahmsweise, Murbewegungen nachzuahmen. Man fühlt sich zu dem anfangs widersinnig erscheinenden Ausspruche veranlaßt, daß bildsame (knetbare), fette, feine Stoffe weniger zur Murenbildung neigen als nicht formbare, magere; letztere dagegen wiederum unterliegen den Rutschungen und ähnlichen Bewegungen weniger leicht als die ersteren. Es wird Aufgabe weiterer Versuche sein, hierüber völlige Klarheit zu schaffen.

Eine schöne Reihe ergaben Versuche mit Sand von 0·2 bis 0·5 *mm* Korndurchmesser. Sie zeigten, daß bei geringen Bachbettneigungen (10° bis 15°) noch keine echten Muren abgehen, sondern nur geschiebe-

überladene, murenähnliche Hochwässer; Murgänge setzen unter den gegebenen Verhältnissen eine Neigung der Gerinnesohle von im allgemeinen mehr als 15⁰ gegen die wagrechte Ebene voraus. In steileren Gerinnen lassen sich künstliche Murgänge auf zweierlei Art hervorrufen. Erstlich durch Aufstauung einer Wassermasse hinter einem Sandrücken. An den Durchbruch des aufschwellenden Riegels kann sich dann der Abgang einer Mure anschließen; dieser Fall tritt sowohl bei stärkerer als auch bei schwächerer (aber 15⁰ übersteigender) Gerinneneigung ein. Weiters aber können in steilen künstlichen Bachbetten Muren auch dadurch erzeugt werden, daß verhältnismäßig große Wassermassen die aus lockerem Sande bestehende Gerinnesohle bis auf den festen Untergrund (die Holzsohle) aufreißen und mit Geschiebe überladen als Mure zu Tale stürzen. Letzterer Vorgang der Murenbildung kann auch in der Natur oft dort beobachtet werden, wo bei Eintritt bestimmter meteorologischer Ereignisse mehr Wasser als gewöhnlich über steile Schutthalden herabschießt oder in einer Felsklamm, die in Zeiten vergleichsweiser Ruhe meterhoch mit Schutt aufgefüllt wurde, plötzlich gewaltige Wassermengen abfließen. Nachstehend die bei den Versuchen erhaltenen Zahlenwerte.

	Gewichtshundertstel		
Neigung	Wasser	Geschiebe	Anmerkung
20⁰	65·01	34·99	Murähnliches Hochwasser
25⁰	40·28	59·72	echte Murgänge
30⁰	34·42	65·58	
35⁰	32·40	67·60	
40⁰	32·37	67·63	

Um den Einfluß zu untersuchen, den die Zusammensetzung des Murbreies aus Teilchen verschiedener Korngröße auf die Murenbildung ausübt, wurden Versuche mit Gemengen von Sand und Schluff, beziehungsweise feinen Staub angestellt, deren Ergebnisse tiefer folgen.

α) Versuche mit einer Mischung von 10 *g* Feinstaub (0·002 bis 0·006 *mm* Korndurchmesser) und 200 *g* Sand von 0·25—1·00 *mm* Korndurchmesser.

	Gewichtshundertstel	
Sohlenneigung	Wasser	Geschiebe
20⁰	44·84	55·16
40⁰	32·51	66·49

β) Versuche mit einer Mischung von 10 *g* Feinstaub und 200 *g* Sand von 0·2—0·5 *mm* Korndurchmesser.

20⁰	48·73	51·27
40⁰	30·39	69·61

Man ersieht aus den erhaltenen Ergebnissen ohne weiteres, daß die Beimengung einer geringeren Menge kolloidaler Teile zu einer weit größeren Sandmasse auf die Murenbildung keinen merklichen Einfluß ausübt. Der Geschiebeinhalt der Murgänge aus solchen Ge-

mischen ist ungefähr derselbe, keineswegs aber wesentlich höher als jener reinen Sandes. Es geht daraus die auch aus der Beobachtung der Verhältnisse in der Natur erschließbare Tatsache hervor, daß bei Vorhandensein entsprechender Wassermengen und Gefällsverhältnisse das grobe Geschiebe zur Murenbildung allein genügt und lehmig-toniger Stoffe als Schmiermittel nicht unbedingt bedarf. Weitere Versuche sind beabsichtigt.

Bei stärkerer Beimengung von Schluff (= Staub mit 0·02—0·006 Korndurchmesser) macht sich das Zusammenkleben des Schluffes in ähnlicher Weise unangenehm bemerkbar, wie es schon bei der Anwendung von Grobstaub allein störend fühlbar wurde. Die nachstehend mitgeteilten Ergebnisse erhärten nur bereits weiter oben Ausgeführtes.

γ) Versuche mit 10 *g* Schluff auf 30 *g* Sand von 0·25—1 *mm* Korndurchmesser.

Neigungswinkel	Gewichtshundertstel Wasser	Gewichtshundertstel Geschiebe	Anmerkung
15°	91·06	8·94	Hochwasser mit Geschiebe
20°	76·08	23·92	Hochwasser mit sehr viel Geschiebe
	70·57	29·43	
30°	32·98	67·02	echte Murgänge
40°	32·75	67·25	

Keiner der erzeugten Murgänge enthält der Masse nach mehr Geschiebe als Wasser, sondern nur dem Gewichte nach.

Zu ganz ähnlichen Ergebnissen führten auch die Versuche mit gröberem Sand von 0·25 = 1·0 *mm* Korngröße. Der Geschiebeinhalt der Murgänge, beziehungsweise der Hochwässer weicht nur bei schwacher Bettneigung erheblich von jenen unmittelbar vorhergehenden Versuchsreihen ab, bei steilem Gefällswinkel der Sohle stimmen die Werte beider Versuchsreihen gut überein. Trägt man die Werte der Bettneigung als Abszisse, jene des Geschiebegehaltes als Ordinaten eines rechtwinkeligen Koordinatensystems auf, so erhält man aus den Ziffern beider Untersuchungsreihen sanft gekrümmte, gegen die Abszissenachse schwach ausgebauchte Linien. Tieferstehend die bei den Versuchen mit Sanden von 0·25—1·0 *mm* Durchmesser erhaltenen Werte:

Neigung		Gewichtshundertstel				Massenhundertstel	
		Grenzwerte		Mittelwerte			
Grade	Hundertstel	Wasser	Geschiebe	Wasser	Geschiebe	Wasser	Geschiebe
10°	17·6	—	—	53·46	46·54	74·17	25·83
15°	26·8	—	—	50·13	49·87	71·53	28·47
20°	36·4	40·43—48·73	51·27—59·57	44·21	55·79	66·45	33·55
25°	46·6	—	—	45·42	54·58	67·54	32·46
30°	57·7	32·18—39·38	60·62—67·82	35·78	64·22	58·21	41·79
35°	70·0	—	—	32·03	67·97	54·09	45·91
40°	83·9	29·95—35·20	64·80—70·05	32·58	67·42	54·71	45·29

Die durch die bisherigen Versuche über den Wassergehalt von Muren erhaltenen Ergebnisse lassen sich in folgenden Sätzen zusammenfassen:

1. In Murgängen übertrifft das Gewicht der in ihnen enthaltenen Geschiebemassen in der Regel jenes des die Rolle des Fördermittels spielenden Wassers. Geschiebefrachten mit etwa 50—60 Gewichtshundertsteln Wassermasse vermitteln im großen und ganzen zwischen den geschiebereichen Hochwässern und den echten Muren.

2. In schwach geneigten Bachbetten können echte Muren im allgemeinen nicht zustande kommen, sondern nur geschiebereiche Hochwässer. Wo Muren in Bachstrecken mit geringer Sohlenneigung (zum Beispiel auf Schwemmkegeln) abgehen, haben sie ihren Bewegungsimpuls bereits erhalten, bevor sie die Strecke geringen Gefälles betreten. Die untere Grenze der Sohlenneigung, bei welcher die Bildung von Muren noch möglich ist, dürfte in der Regel bei etwa 15 Grad liegen. Dieser Neigungswinkel wird wohl nur in Ausnahmsfällen, die ihren Grund in Besonderheiten der Oertlichkeit, des Materiales usw. haben, unterschritten.

3. Der Wassergehalt von Murgängen sinkt im allgemeinen mit zunehmendem Sohlengefälle oder, besser ausgedrückt, mit wachsender Bettneigung nimmt auch die mittlere Geschiebemenge zu, welche Murgänge unter sonst gleichen Umständen zu Tale fördern können.

4. Gegenüber der Neigung der Bachsohle spielt die Größenordnung des zu bewegenden Materials für die Entstehung von Muren eine minder große Rolle; insbesondere ist zur Bildung von Murgängen das Vorhandensein feinen Materials keine unumgängliche Vorbedingung; Muren können sich auch bloß aus sandigen, mit Grobgeschieben vermengten Stoffen zusammensetzen, ja unter Umständen aus Blöcken allein. Wo der Murbrei reichlich tonige Gemengteile enthält, ist dafür die Beschaffenheit des Materials des Einzugsgebietes der Mure verantwortlich.

5. Allem Anscheine nach sind sehr fette Tone und Lehme der unmittelbaren Murenbildung wegen ihrer nur ganz allmählich erfolgenden, völligen Durchweichung weniger günstig als Sande, Schotter, Grobschutt und magere Tongesteine; bei der Entstehung von Muren spielen ja seltener langandauernde Regengüsse als vielmehr in den meisten Fällen plötzlich zustande kommende große Wassermassen eine bedeutsame Rolle. Bei fetten Tongesteinen lösen sich im allgemeinen vor Eintritt von Murgängen Bodenbewegungen aus, welche freilich bei Eintritt von Verklausungen oder sonstwie erfolgender, vollständiger Durchtränkung mit Wasser ihrerseits wiederum oft in Murgänge ausklingen können; sie geben also häufiger mittelbar zur Murenbildung Veranlassung.

6. Der Höchstgehalt von Muren an Geschiebe dürfte etwa um 70 Gewichtshundertstel liegen, der Mindestgehalt etwa zwischen 45 und 50, seltener zwischen 40 und 45 Gewichtshundertstel. Unter dieser Grenze liegt das Gebiet der geschiebebeladenen Hochwässer. Die Abgrenzung der Muren von den Schwimmsanden, Fließlehmen usw.

ergibt sich im allgemeinen auch aus den Angaben von Schmid, Lang und Atterberg, welche im vorhergehenden Abschnitte angeführt wurden.

---

3. Die Dichte von Hochwässern und Murgängen.

Im Anschlusse an weiter oben Gesagtes seien über die Dichte von Hochwässern und Murgängen im Nachstehenden noch einige bestimmte Fälle besprochen.

Während des Hochwassers des Raabflusses am 12. November 1917 wurde ein Sinkstoffgehalt des Wassers von 0·086 Gewichtshundertsteln festgestellt. Nimmt man an, die Sinkstoffe entsprächen ihrer Größenordnung nach ungefähr Schluff, so erhielte man für das in Rede stehende Raabhochwasser nach den weiter vorn angeführten Untersuchungen etwa eine Dichte von 1·0004.

Für die Hochwässer der Rienz vom 16.—19. September 1882 ermittelte Breitenlohner[1]) in Bruneck einen Gehalt an Schwebstoffen von 1·917 v. H.; dies würde unter den gleichen Voraussetzungen, welche oben gemacht wurden, einem Raumgewichte von etwa 1·009 gleichkommen.

E. Markus[2]) gibt für den Sinkstoffgehalt der Hochwässer des Ombrone (Toscana) den Mittelwert von 8 v. H. an; die dazugehörige Dichte kann mit etwa 1·04 angegeben werden.

Alle diese Werte erscheinen jedoch klein gegenüber dem Geschiebeinhalt der Hochwässer von Gebirgsbächen. Dieser wurde im Versuchswege mit bis zu 40, ja 45 v. H. bestimmt. Entsprechend dem hohen Gehalte solcher, oft zu den Murerscheinungen hinüberleitender Hochwässer an festen Stoffen muß auch ihr Raumgewicht ein sehr großes sein und mag je nach den Umständen Beträge von 1·15 bis 1·25 erreichen. Freilich entfernen sich solche geschiebereiche Hochwässer von den echten Aufschwemmungen um so mehr, je größeres Geschiebe sie enthalten; demgemäß wird auch ihre Dichte etwas unter jener eigentlicher Aufschwemmungen bleiben und sich mehr jener reinen Wassers nähern. Dieser Ausfall wird aber bis zu einem gewissen Grade wieder wettgemacht durch die Vermehrung des Auftriebes durch Strömungen in lotrechter Richtung, welche durch Wirbelbewegungen und durch das Tiefersinken vieler fester aufgewirbelter Teilchen erzeugt wird.

Für Murgänge in überaus steilen Gerinnen und mit einer Geschiebefracht von rund 70 Gewichtshundertsteln wäre nach den weiter oben angeführten Versuchsergebnissen die Erreichung eines Raumgewichtes von etwa 1·4 ohne weiteres denkbar. Ein aus Mehlsand und Feinsand mit 40 Gewichtshundertstel Wasser angerührter mittelsteifer Brei ergab bei der Messung mit dem Aräometer sogar eine Dichte von 1·425, mithin einen Wert, der im Vergleiche zu anderen unter 1

---

[1]) Breitenlohner, J, Fortschritte auf dem Gebiete der Agrikultur-Physik 1886.

[2]) Markus, Das landwirtschaftliche Meliorationswesen Italiens. Wien 1881.

angestellten Berechnungen ziemlich hoch erscheinen muß. Ein künstlich hergestellter Brei bleibt, der Ruhe überlassen, eben nicht lange gleichartig, sondern entmischt sich bald, indem die festen Teilchen allmählich zu Boden sinken, während der lockerer gebundene Teil des Wassers nach aufwärts strebt und dort im Laufe der Zeit eine kleine Ansammlung von fast reiner Flüssigkeit verursacht; die in dem schweren Teile des der Entmischung entgegengehenden Breis hinabtauchende Kugel des Aräometers erhält dann mehr Auftrieb, als der mittleren Dichte des ursprünglich gut gemischten Breies entspricht. In der Natur verhindern die Strömungen und Wirbelbildungen im Murbrei meist derartige Saigerungen der Murmasse; anderseits aber erhöhen solche Bewegungen den Auftrieb des Murbreis und damit auch seine scheinbare Dichte, so daß für die Tragkraft von Murmassen tatsächlich ein ähnliches Ergebnis zu erwarten steht, wie der vorerwähnte Versuch geliefert hat. In einem Murbrei mittleren Raumgewichtes werden also leichtere Gesteinsmassen, wie solche von lückigem Kalkstein, Tuffen, Durchbruchgesteinschlacken [1]) usw. Auftrieb erhalten und im vollsten Sinne des Wortes „schwimmen“ können. Bei Gesteinsarten mit höherem Raumgewicht trifft der Ausdruck „schwimmen“ wohl nur bildlich zu. Riesige Felsbrocken treten in Murgängen ebenso an die Oberfläche, wie dies die kleineren in einem förmlichen Rhythmus tun; die Blöcke bilden dann gleich den kleineren Geschieben und den Sandkörnern gewissermaßen gleichberechtigte Teilnehmer an der Aufschwemmung und nicht Fremdlinge, die der Auftrieb der Aufschwemmung an die Oberfläche drängt. Diese Auffassung der meisten größeren Felstrümmer im Murbrei als Glieder jener bewegten Aufschwemmung fester Teile in Wasser, die man Murgang nennt, dürfte dem häufig zu beobachtenden Auf- und Wiederuntertauchen solche großer Blöcke wohl am ehesten gerecht werden. Von den Aufschwemmungen, wie man sie in Arbeitsräumen herstellt, unterscheiden sich die Murenaufschwemmungen im allgemeinen nur durch die Größe ihrer festen Anteile und die fortgesetzte Bewegung, in der sich die ganze Verteilung samt dem Verteilungsmittel befindet.

In jenen Fällen, in welchen die technische Praxis nach der Dichte von Murmassen fragt, dürften, bis umfassendere Versuche vorliegen, annäherungsweise Werte leicht aus den Versuchsergebnissen unter 1. und 2. zu entnehmen sein. Es ist bloß erforderlich, eine bestimmte Gerinneneigung nach den besonderen Verhältnissen des betreffenden Wildbaches anzunehmen und sodann an der Hand derselben aus den Tabellen unter 2. den voraussichtlichen Mindestwassergehalt der zu erwartenden Murgänge anzuschätzen; zu diesem Geschiebehöchstgehalte können dann die zugehörigen Dichtewerte unter 1. unschwer aufgesucht werden. Eine vorläufig noch nicht auszumerzende Fehlerquelle liegt aber u. a. auch darin, daß bei der Schwierigkeit, die Dichte von Aufschwemmungen groben Sandes zu bestimmen, Angaben über das Raumgewicht von Aufschwemmungen

[1]) Man vergleiche die Beobachtung E. C. J. Mohrs, daß in den Aschenmuren der Tropen Blöcke schwimmen. Bull. du departm. de l'agriculture des Indes Néerlandaises. 1908.

fester Stoffe mit mehr als 2·525 Raumgewicht dermalen fehlen. Es ist daher ein kleiner Zuschlag — etwa 0·05—0·10 — zu den aus den Tabellen entnommenen Werten unter allen Umständen empfehlenswert.

Ich habe versucht, in tieferstehender Zahlentafel vorige Schwierigkeit dadurch zu umgehen, daß ich für die Dichteangaben jene Ziffernwerte benützte, welche Linder und Picton (a. a. O.) für Arsentrisulfid (D. = 2·7) erhielten.

Zahlentafel für die mutmaßliche Dichte von Murgängen.

(Rohe Mittelwerte.)

Sohlengefälle des Wildbaches	Gewichtshundertstel Geschiebe		Raumgewicht der Mure	
	mindestens	höchstens	mindestens	höchstens
15°	45	50	1·34	1·38
20°	50	60	1·38	1·46
25°	55	65	1·42	1·49
30°	60	68	1·46	1·52
35°	65	70	1·49	1·53
40°	65	70	1·49	1·53

Für Hochwässer dürfte es sich bei Gebirgsbächen gleichfalls empfehlen, die Ergebnisse der Versuche von Linder und Picton zu benützen, wenn es sich nicht um die Ermittlung, beziehungsweise Anschätzung des Raumgewichtes sinkstoffbeladener Wässer, sondern um die Erhebung der Dichte geschiebereicher, d. i. mit gröberen Geröllen beladener Wildfluten handelt.

Es würde sich da vielleicht die Benützung nachstehender abgerundeter Werte empfehlen.

Geschiebinhalt in Hundertstel	Raumgewicht der Aufschwemmung (des Hochwassers)
10	1·08
15	1·11
20	1·15
25	1·19
30	1·23
35	1·27
40	1·30
45	1·34

Eine mißliche Sache ist nur die Anschätzung des Geschiebereichtums von Hochwässern bestimmter Bäche. Da Schöpfproben großen Stiles in den seltensten Fällen ausführbar sein dürften, geben da wohl bloß die herbeigeführten Verschotterungen und Versandungen einige Anhaltspunkte. Diese sind unter sonst gleichen Umständen

um so flacher und — quer zum Bachlaufe gemessen — um so ausgebreiteter, je wasserreicher die Geschiebverfrachtungen waren. Mit der Zunahme der Geschiebemenge wächst die Wölbung der Geschiebeablagerung nach außen und nimmt ihre Breite im Verhältnis zur Dicke der aufgelandeten Schicht ab.

---

4. Die „Zähigkeit“ von Hochwässern und Murmassen.

Viele Forscher haben bereits die Zähigkeit (innere Reibung, Viskosität) von kolloidalen Verteilungen festgestellt. Da Hochwässer und Murgänge im Lichte der neueren Anschauungen nichts anderes sind als gröbere Aufschwemmungen fester Stoffe in Wasser, welche im großen und ganzen denselben Gesetzen folgen wie die kolloidalen Verteilungen, so fesseln die von den Kolloidforschern gewonnenen Ergebnisse auch den Techniker.

Nach den angestellten Untersuchungen nimmt die Zähigkeit von Aufschwemmungen viel rascher zu als die Verteilungsdichte. Dies beleuchten besonders schön die Versuche, welche F. Bottazzi und G. d'Errico[1]) mit Glykogenhydrosol angestellt haben und welche im Nachstehenden — entsprechend ausgewertet — wiedergegeben sein sollen.

Innere Reibung von Glykogenhydrosol.

Verdichtung (Verteilungsgrad)	Innere Reibung (Durchlaufszeit)	Zähigkeit im Vergleiche zu reinem Wasser
0 v. H.	124 Sekunden	1
1 v. H.	129 „	1·04
5 v. H.	157 „	1·266
10 v. H.	208 „	1·667
15 v. H.	259 „	2·089
20 v. H.	440 „	3·631
25 v. H.	564 „	4·548
30 v. H.	914 „	7·371
35 v. H.	1516 „	12·340
40 v. H.	3549 „	28·62
45 v. H.	7688 „	62·0

Um das Verhalten von Aufschwemmungen verschiedener Sande und von Schluff in Wasser hinsichtlich ihrer Zähigkeit zu prüfen und mit den oben in Tafelform wiedergegebenen Ergebnissen der Kolloidarbeiten vergleichen zu können, habe ich eine Reihe eigener Versuche angestellt. Um Beobachtungsfehler tunlichst einzuschränken,

[1]) Bottazzi, F. und Errico, G. d', Pflügers Archiv für Physiologie 1906, S. 359.

wurde für niedere Verteilungsgrade (stark verdichtete Aufschwemmungen) ein Zähigkeitsmesser mit großer, für hohe Verteilungsgrade ein Reibungsmesser mit kleiner Ausflußöffnung angewendet; um Einheitlichkeit zu erzielen, wurden die Werte entsprechend umgerechnet.

a) Innere Reibung von Gemischen von Wasser und Feinsand (0·2—0·06 *mm* Korndurchmesser).

Verdichtungsgrad	Zähigkeits-Mittelwerte	Zähigkeit im Vergleich mit reinem Wasser
0 v. H.	10 Sekunden	1·00
30 v. H.	$10^1/_2$ „	1·05
33·3 v. H.	$10^3/_4$ „	1·075
40 v. H.	$11^1/_2$ „	1·15
50 v. H.	15 „	1·50
60 v. H.	30 „	3
70 v. H.	420 „	42

b) Zähigkeit von Sand mit 0·25—1·00 *mm* Korndurchmesser.

0 v. H.	12 Sekunden	1·00
50 v. H.	39 „	3·25

c) Zähigkeit von Sand (0·2—0·5 *mm*) in Wasser verteilt.

Verdichtung	Zähigkeit im Vergleich mit Wasser: weite Abflußöffnung	enge Abflußöffnung
0 v. H.	1	1·0
30 v. H.	2·6	—
40 v. H.	4·0	—
50 v. H.	6·—	147
60 v. H.	12·—	—
70 v. H.	30·—	276

Auch aus diesen Versuchen geht die hohe innere Reibung von geschiebereichen Hochwässern und von Murschüben hervor; die Zähigkeit scheint aber in einem hohen Grade von der Korngröße der verteilten Stoffe und der Weite der Abflußöffnung abzuhängen, so daß es weiterer Versuche bedarf, um die Gesetzmäßigkeiten klarer überschauen und auf die Verhältnisse in der Natur Rückschlüsse ziehen zu können. Im großen und ganzen erwecken die bisherigen Ergebnisse den Anschein, daß die Zähigkeit einer Aufschwemmung von Sand in Wasser mit der Korngröße bis zu einer gewissen Höchstgrenze wächst und von dieser bei weiterer Vergröberung des Kornes wiederum abnimmt.

---

5. Die Standfestigkeit von Sanden und Tongesteinen.

Um die Standfestigkeit verschiedener Tongesteine und Sande zu erproben, wurden aus Stoffen bekannter Körnung in gewöhnlichen Schmelztiegeln von 17 cm^3 Inhalt Kuchen gepreßt. Die Kuchen wurden getrocknet und auf sie sodann mittels eines Hebers aus einem Meßzylinder Wasser geträufelt. Der längere Schenkel des Winkelhebers war mit einem Hahn versehen, welcher eine bequeme Regelung des Wasserauslaufes gestattete. Die ausfließende Wassermenge konnte durch Ablesungen an der Teilung des Meßglases leicht erhoben werden.

Die ersten Versuche wurden mit Sand von 0·25 — 1 *mm* Korndurchmesser angestellt. Nach Hinzufügung von $4^1/_2$ cm^3 Wasser waren die Kuchen stets mit Wasser gesättigt; dies bestätigt die auf Rechnungen sich gründenden Behauptungen Schmids (a. a. O.) und Luegers (a. a. O.), daß Schwimmsand bei einem Wassergehalte von 25·95 Raumhundertstel vollkommen durchfeuchtet sei. Läßt man aus dem Meßglase auf die mit Wasser getränkten Kuchen weitere Wassermengen ganz allmählich und tropfenweise träufeln, so treten so lange keine Rutschungen ein, als die Poren des Sandkuchens imstande sind, die jeweils zufließenden Wassermengen restlos zu verschlucken und weiterzuleiten. Uebersteigt aber der Wasserzufluß die Wasserleitungsfähigkeit der Zwischenräume zwischen den Sandkörnchen, so rutschen die Kuchen alsbald in sich zusammen, beziehungsweise fließen auseinander. Schwimmsand kann also nur dort zustande kommen, wo der Wasserzutritt den Wasserabfluß überwiegt; insbesonders wird dies dort der Fall sein, wo Sande zwischen undurchlässigen Schichten eingespannt sind; solange die zugeführte Wassermenge durch die Hohlräume zwischen den Körnern leicht abfließen kann, erweisen sich somit grobkörnige Sande im angefeuchteten Zustand unter den Versuchsbedingungen als nahezu uneingeschränkt standfest.

Sande von 0·2—0·5 *mm* Korndurchmesser erwiesen sich bereits insofern etwas weniger standfest, als die kleineren Hohlräume zwischen ihren Körnern weit langsamer seihen als jene der gröberen Sande. Aber auch hier trat der große Unterschied im Verhalten der Sande auf verschiedener Unterlage hervor; auf durchlässiger Unterlage traten Rutschungen erst sehr spät und bei starkem Wasserzutritte ein, auf undurchlässigem Liegenden (Glasplatte) dagegen viel früher (im Durchschnitt nach 30 cm^3 Wasserzutritt).

Noch langsamer saugen Kuchen aus Sand von 0·2—0·06 *mm* Korndurchmesser das auf sie geträufelte Wasser auf. Es ist daher nötig, die Wassertropfen in längeren Zwischenräumen in ein auf der Oberseite des Kuchens hergestelltes napfförmiges Grübchen fallen zu lassen, von dem aus das Wasser dann nach allen Seiten in den Kuchen eindringt. Rutschungen traten nach Zugabe von 20—21·5 cm^3 Flüssigkeit ein.

In Kuchen, welche aus Mehlsand (0·02—0·06 *cm* Korndurchmesser) geformt waren, traten Abrutschungen erst nach Zufuhr von 102—120 cm^3 Wassers ein. Die Schnelligkeit des Wasserzuflusses muß auf etwa 5 Tropfen in der Minute herabgesetzt werden; ein Mehr

an Wasser wird nicht mehr restlos aufgesogen, sondern rinnt teilweise frei über die Kuchenböschung herab.

Bei Kuchen aus grobem Staub (Schluff) muß die Geschwindigkeit noch mehr, etwa auf 2 Tropfen in der Minute herabgesetzt werden. Es dauert sehr lange, bis der Schluff so völlig durchweicht und zusammenhanglos geworden ist, daß Rutschungen eintreten; so groß ist die Klebrigkeit des Stoffes. Die Rutschgrenze liegt bei 250—300 *cm*³ Wasser.

Für die technische Praxis lassen sich aus diesen Versuchen folgende Nutzanwendungen ziehen. Grobe Sande sind ziemlich standfest; die Standfestigkeit der Sande nimmt mit dem Kleinerwerden des Kornes ab; von einem gewissen Punkte ab, wo die Sande anfangen bildsam zu werden und auch andere Eigenschaften der Tone anzunehmen, in die sie allmählich übergehen, nimmt dann die Standfestigkeit wieder zu, wenigstens in dem Sinne, daß zum Eintreten von Rutschungen längere Zeit und stärkere Durchfeuchtung notwendig wird. An sich freilich und mit den Grobsanden verglichen, sind auch die Tone wenig standfest; für den Eintritt von Bewegungen sind aber nicht so sehr größere Wassermengen erforderlich, als vielmehr ein der langsamen Wasseraufnahme durch Ton entsprechend allmählich erfolgender, aber langandauernder Wasserzudrang. Die oben angedeutete Grenze, bei welcher die Sande wieder standfester werden, liegt nach vorstehenden Versuchen bei 0·02—0·06 *mm* Korndurchmesser. Sie fällt genau mit der Feststellung Atterbergs[1]) zusammen, daß die Ausflockbarkeit von Sanden bei 0·05—0·02 *mm* Korndurchmesser beginnt.

Die weiteren Versuche bezogen sich auf Gemenge verschiedener Korngrößen. Kuchen aus 20/21 Sand von 0·2—0·5 *mm* Korndurchmesser und 1/21 Feinstaub (0·002 — 0·006 *mm* Korndurchmesser) rutschten nach Zufuhr von 20—24 *cm*³ Wasser, also etwas rascher als Kuchen aus Sand allein; hier kommen also die Bewegungen fördernden Eigenschaften der Tone — wenn auch in beschränktem Umfange — zur Geltung.

Dagegen veränderte die Beimengung von 1/21 Feinstaub zu Sand von 0·25—1·0 *mm* Korndurchmesser die Standfestigkeit der Kuchen nicht merklich; bei langsamer Aufgabe des Wassers blieb die Kuchenform selbst nach Zufluß von über 100 *cm*³ Wasser noch erhalten. Bei Beschleunigung des Wasserzutrittes allerdings kam es auch hier zu einer baldigen Zerstörung des Kuchens.

Die Zugabe von 1/6 Feinstaub zu 5/6 Mehlsand (0·02—0·06 *mm* Korndurchmesser) verminderte anscheinend die Standfestigkeit der Kuchen in geringem Ausmaße; es treten nach Zufügung von 100 bis 150 *cm*³ Wasser Rutschungen ein.

Es muß auffallen, daß der nicht unbeträchtliche Gehalt des zu den Versuchen verwendeten Tegels an Kalk (5·56 v. H.) die Knetbarkeit und sonstigen kolloiden Eigenschaften des Stoffes gar nicht beeinflußt hat. Man hat sonst meist geglaubt, daß anwesender kohlen-

---

[1]) Atterberg, P., Studien auf dem Gebiete der Bodenkunde. Die landwirtschaftlichen Versuchsstationen. 1908, S. 93—143.

saurer Kalk als Elektrolyt wirkt, die Kolloidteilchen ausflockt und so die Stoffe mager, standfest, nicht rutschungsgefährlich macht. Auch Pollack hat (a. a. O.) schon darauf aufmerksam gemacht, daß viele rutschende Lehme und Tone einen ziemlich hohen Kalkgehalt aufweisen (15·62 v. H. beim Cyrenenmergel des Mainzerbeckens). Ueber die Gründe dieses eigenartigen Vorganges kann man bis jetzt höchstens Vermutungen (vgl. Ehrenberg, a. a. O. S. 85 ff.) äußern. Ich versuchte die Frage im Versuchswege zu lösen, es gelang mir zwar die feinen, kolloidartigen Teilchen nach Entkalkung der Proben in reichlich Flüssigkeit durch geeignete Mittel auszuflocken, nicht aber sie während der Dauer der Versuche, insbesondere bei hoher Verdichtung in diesem Zustande zu erhalten. Es ist beabsichtigt, die Versuche fortzusetzen und die Ergebnisse später gemeinsam mit den anderen in dieser Arbeit angekündigten zu veröffentlichen.

Wien, im September 1918.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.


Golonog
Strzemieszyce
Sławków
Olkusz
Granica
Szczakowa
Jaworzno
Siersza
Płoki
Mysłachowice
Trzebinia
Młoszowa
Bulowa
Chrzanów
Filipowice
Krzeszowice
Tenczynek
Rudno
Czerna
Bór Biskupi
Podlesie
Reichsgrenze
Mutmaßliche Ostgrenze der Ostrauer Schichten
Mutmaßliche Grenze zwischen Ostrauer und Schatzlarer Schichten
Kohlenkalk
Flözausbisse nachgewiesen u. wahrscheinlich
Flözstreichen in verschiedenen Bergbauhöhen
Sprünge
fündige Bohrlöcher
Bohrlöcher ohne Kohle



Analysenergebnisse und deren Auswertung für die Projektion nach Becke.

Nr. 1—11 sind eigene Analysen, Nr. I—VII von anderen Autoren.

	Nummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	I	II	III	IV	V	VI	VII
Analysenergebnis	SiO_2	74·20	73 56	73·29	67·70	65·25	64·59	64 40	64 20	63·63	63·59	59·67	66 60	71·91	75·46	64·88	67·04	62·35	68·04
	TiO_2	0·25	0 35	0 40	0·85	0·75	0·54	0·54	0 92	0·84	0 60	0·80	—	—	—	—	0 92	1·18	—
	Al_2O_3	12 60	13 60	12·27	14 92	13·79	14·60	15·11	14 78	15·40	14 44	15·61	15·17	15·32	13·18	16·43	16·00	13 24	16·14
	Fe_2O_3	4·06	3·18	5·73	4·80	8·21	7·64	6·10	7·97	3·81	13·04	10 70	8 92	0 07	0 91	3·69	2·11	3·52	4·32
	FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1 89	—	0 54	1·55	6·33	0·97
	MgO	0·62	0·51	0·42	0·63	0·70	1·10	0·83	1·02	0·73	0 14	—	0·37	0·21	0 10	0·19	0 69	0·85	1 02
	CaO	0 04	1 74	1·31	2·95	2·69	1·71	1·99	3 02	1·43	0·16	0·40	0·46	0·59	0·95	2·22	1·00	3·34	0 32
	KaO	2 60	2·04	1·60	2·40	1 67	2·40	3 98	2·78	3·51	2·75	3·50	3 85	3·07	1·09	6 57	5·49	3·95	0·58
	Na_2O	3·85	3·50	1·45	4 14	2 76	4·46	3·60	2·18	6·22	1·90	6·20	3·57	3·95	6·88	3 73	4·62	2·79	7·62
	H_2O	2·17	1·50	3 24	1·62	3 28	2·46	2·52	2·03	3·23	3 03	2·40	2·00	0·26	0 93	1·17	1 53	1·32	1 27
	P_2O_5	0·08	0·15	0·10	0·15	0·23	0 30	0·15	0·40	0·52	0 20	0·40	--	0 47	—	—	—	0·57	—
	CO_2	–	0·25	0·32	0 31	0·56	0·34	0·36	0 70	0·44	—	—	—		—	0·49			—
	Summe	100·47	100·58	100·33	100 47	99·89	99·63	99·58	100 00	99·76	99·85	99·68	100 94	99 87	99·50	99·91	100·95	99 60	100·28
Molekularquotienten × 1000	SiO_2	1228	1218	1214	1121	1080	1070	1066	1063	1055	1053	988	1103	1191	1249	1074	1110	1032	1126
	TiO_2	3	4	5	11	9	7	7	11	10	8	10	—	–	—	—	11	15	--
	$1/2\ Al_2O_3$	246	266	240	292	270	286	296	290	302	283	306	298	300	259	332	314	260	316
	$1/2\ Fe_2O_2$	51	40	72	60	102	96	76	100	48	163	134	112	1	11	46	26	44	54
	FeO	—	—	—	—	-	—		—	—	—	—	—	26	—	1	21	88	13
	MgO	15	13	10	16	17	26	21	25	18	3	0	9	5	2	5	17	21	25
	CaO	1	31	23	53	48	31	36	54	26	3	6	8	10	17	40	18	61	6
	$1/2\ K_2O$	55	43	34	50	35	51	84	59	74	58	74	82	64	23	139	116	84	6
	$1/2\ Na_2O$	124	113	47	123	89	143	116	70	200	61	198	115	127	221	120	149	90	245
	P_2O_5	—	1	–	1	1	2	1	2	3	1	2	–	3	—	—	—	4	—
	CO_2	–	1	1	1	2	1	1	2	1	—	–	—	—	—	1	—	—	—
Metallatomprozente	Si	70·1	69·5	71·1	63·2	62 2	60·2	60·6	60·5	60·6	58·5	53·2	60·1	68 2	71 2	61·8	61 6	57 8	62·5
	Al	13·4	14·4	13·3	15·4	14 7	15·2	15·3	15 5	16·2	15 0	14·8	15·5	16·4	14 0	15·5	16·4	13·8	16·8
	Fe	5·7	4·5	8·2	6·6	11·5	10·5	8·4	10 9	5·3	17·8	14·4	12·0	3·4	1 2	5·1	5·3	14·3	7 3
	Mg	0·7	0·6	0·6	0·7	0 8	1·2	1 0	1·2	0·9	0 1	—	0 4	0 2	0·2	0·2	0·4	1·0	1 0
	Ca	0·1	2·5	1·8	4 2	3 8	2·4	2·8	4·3	2·0	0·3	0·6	0·6	0·8	1·4	2·8	0·7	4 6	0·4
	K	4 3	3·3	2 7	3 9	2·8	4·0	6·6	4·4	5·8	5 7	5·4	6·2	5·2	1 8	9·7	9 0	6·5	1·0
	Na	5·7	5·2	2 3	6·0	4·2	6·5	5·3	3·2	9·2	2·8	11·6	5 2	5·8	10·2	4·9	6·6	2 0	11 0
	Summe	100·0	100 0	100·0	100·0	100 0	100·0	100 0	100 0	100·0	100 0	100·0	100·0	100·0	100 0	100·0	100·0	100 0	100·0
Werte für die Projektion nach Beckes Vorgang	Si	70·1	69·5	71·1	63 2	62·2	60 2	60·6	61·5	60·6	58·3	53 2	60·1	68·2	71·2	61·8	61·6	57·8	62 5
	U	19·8	19·5	22·1	22·7	27·0	27 9	24·7	37·6	22·4	32·9	29·2	27·9	20·0	15·4	20·8	22·1	29·1	25·1
	L	10·1	11·0	6 8	14·1	10·8	12·9	14 7	11·9	17·0	8·8	17·6	12·0	11·8	13 4	17·4	16 3	13·1	12·4
	s	83·8	81·4	82·6	73·5	77 0	77 0	75·2	75·1	74·1	76 8	72·5	76 8	80·9	81·9	74·7	75·1	71·1	76·1
	a	7·4	6·7	4·4	5·8	4·4	6·0	6·0	4 3	7 7	4 2	6·7	6 0	8·5	8·9	7·4	7·6	4·5	7·2
	c	0·0	1·0	1·0	1·6	1 5	0·7	1·2	1·6	0·5	0·0	0·0	0·3	—	0·5	1·1	0 5	1·5	0·2
	f	2·6	2·3	4·6	2·6	4·1	3·3	2·8	4·1	1·8	5·8	3·3	3 7	1·5	0·5	1 5	1·9	4·0	2·6

Verzeichnis.

1 Treffneralpe, 17, 178.
2 Glaslbrenner, 26, 281.
3 Präbichl - Polster, 28, 282.
4 Große Scharte—Lins, 32, 283.
5 Spielkogel, 1650. 56, 117.
6 Haberltörl, 23, 87.
7 Erzlager, Eisenerz A, 56, 158, 159, 57
8 Spielkogel, 1754. 15, 102
9 Stolzerhütte—Brünnalpe, 6, 495.
10 Flitzengraben, 12, 173.
11 Kaiserau, 32, 97.

I Quarzporphyr, Naifschlucht bei Meran. Rosenbusch, Elemente, 9. Aufl., S. 256.
II Quarzkeratophyr (Porphyroid), Lastau, Sachsen. Rosenbusch, Elemente, S. 291, Nr. 2.
III Quarzkeratophyr, Berkeley, Kalifornien. Rosenbusch, Elemente, S. 271, Nr. 1.
IV und V. Metamorphe Quarzporphyre, Windgälle, Osann, Chemische Petrographie, II., Nr. 1084 und 1085.
VI Rhyolit, Barmers Elk, N. C., Osann, Chemische Petrographie, II., Nr. 1140.
VII Albitporphyrit (Quarzkeratophyr), Pozoritta, Bukowina. Osann, Chemische Petrographie II. Nr. 1177.

Anmerkung.

Von den beiden Zahlen, welche von 1—11 neben den Fundorten stehen, bezieht sich die erste auf die Nummer des Handstückes, die zweite auf die des Schliffes. (Originalnummern Heritsch'.)



Tafel III (I).

Dr. Josef Woldřich:
Silur-Devongebiet des Prokopitals.

Erklärung zu Tafel III (I).

Fig. 1. Steinbruch Mušlovka, in welchem die unteren kristallinen Kalke der Stufe e_2 gebrochen werden. Links Felswand mit großen Orthoceren (untere Grenze der Stufe e_2, siehe Seite 80); im Hangenden kristalline Kalke (Mitte), darüber dünnbankige Kalke mit Schieferlagen (rechts). Vgl. Seite 80

Fig. 2. Ostwand der St. Prokop-Steinbrüche. Die massigen Riffkalke (Mitte und unten) der mittleren Abteilung der Stufe g_1 werden von dünnbankigen, diskordant gefalteten Kalken (unterer Teil der oberen Abteilung dieser Stufe) überlagert. Im Streichen gehen die Riffkalke in bankige Kalke über (links oben). Vgl. Seite 73 und 85.

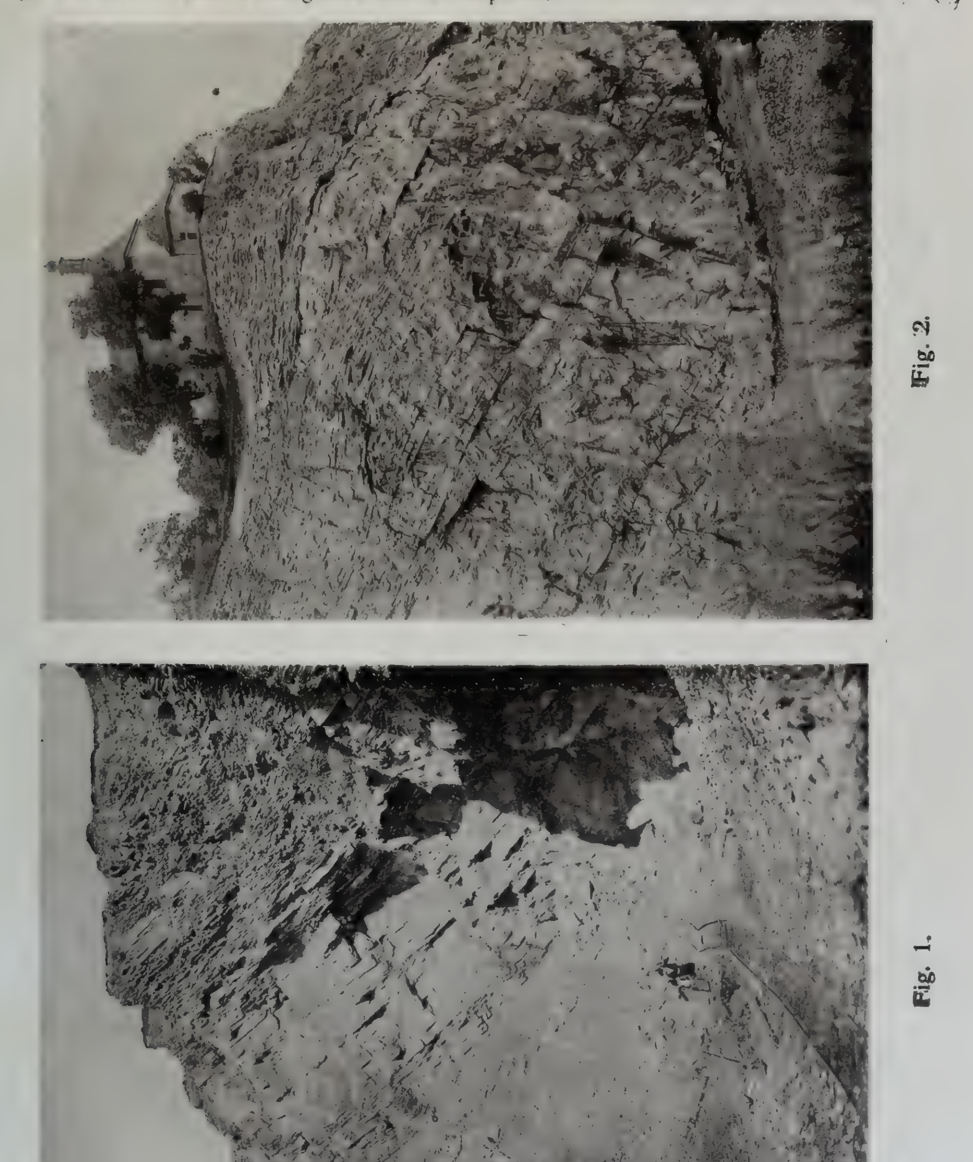


Fig. 2.

Fig. 1.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVIII, 1918.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

Tafel IV (II).

Dr. Josef Woldřich:
Silur-Devongebiet des Prokopitals.

Erklärung zu Tafel IV (II).

Fig. 1. Steinbruch östlich von Kote 280 am linken Ufer des Prokopitales (gegenüber den Steinbrüchen Barta-Tichý). Links und Mitte obere kristalline Kalke der Stufe e_2, welche allmählich in die Plattenkalke mit Schieferlagen und Hornsteinen der Stufe f_1 (rechts) übergehen. Vgl. Seite 82.

Fig. 2. Linkes Ufergehänge des Butowitzer Baches. Im Hintergrunde die Kalke der e_2- bis g_1-Stufe; im Vordergrunde effusiver, obersilurischer Diabas. Ueber den Abhang verläuft zwischen den Silur-Devonkalken und dem Diabase die Klukowitzer Verwerfung. Vgl. Seite 101.

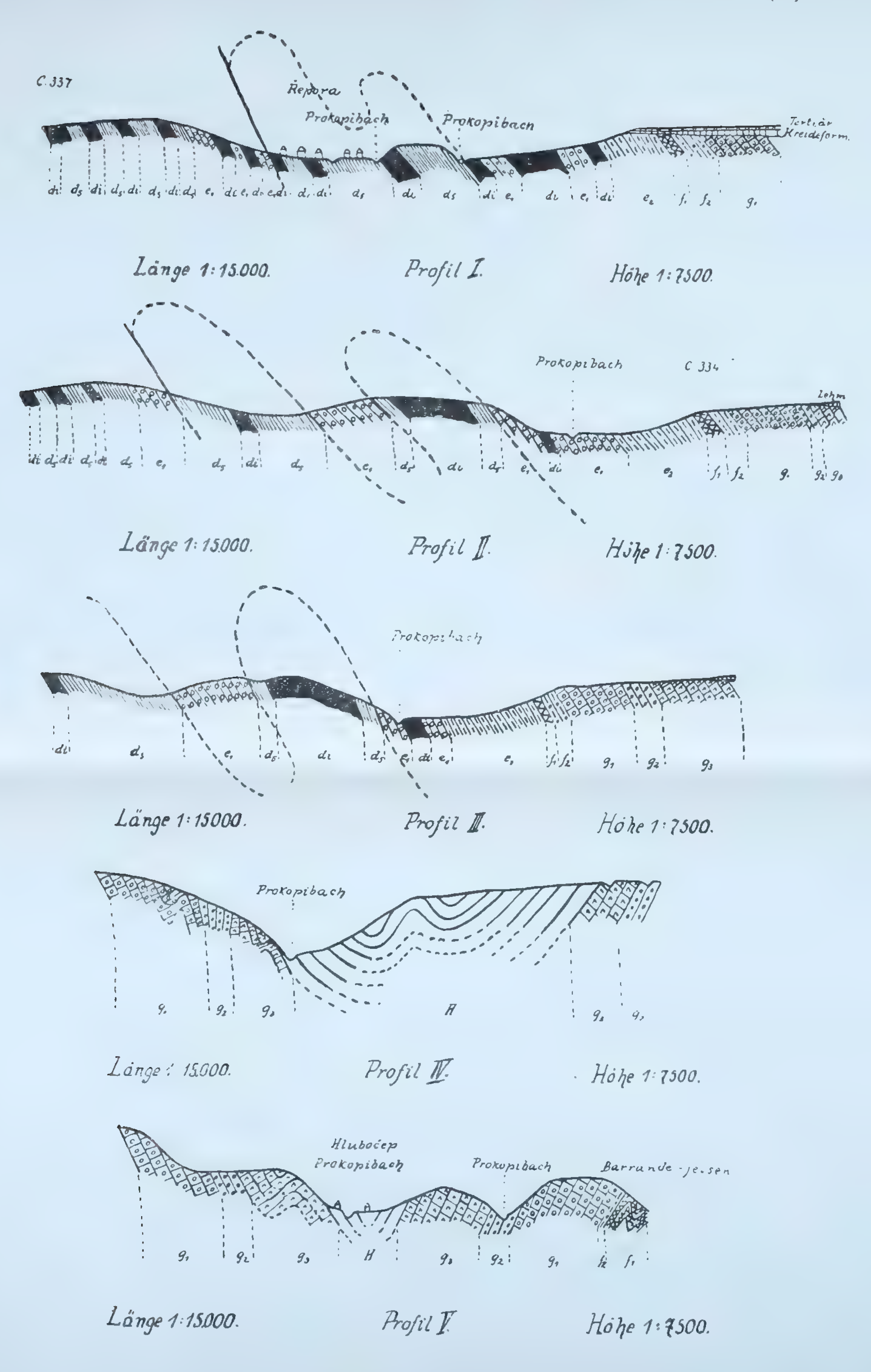


Fig. 1.

Fig. 2.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien




C. 337
Řepora
Prokopibach
Prokopibach
Tertiär
Kreideform.
Länge 1:15.000.
Profil I.
Höhe 1:7500.
Prokopibach
C 334
Lehm
Länge 1:15.000.
Profil II.
Höhe 1:7500.
Prokopibach
Länge 1:15000.
Profil III.
Höhe 1:7500.
Prokopibach
H
Länge 1:15.000.
Profil IV.
Höhe 1:7500.
Hlubočep
Prokopibach
Prokopibach
Barrande-jesen
H
Länge 1:15000.
Profil V.
Höhe 1:7500.



Tafel VI (IV).

Dr. Josef Woldřich:
Silur-Devongebiet des Prokopitals.

Berichtigungen zur geologischen Karte Tafel VI (IV).

1. Die Längsdislokation, welche von Řepora gegen NO verläuft (siehe S 97) ist nicht eingezeichnet.

2. Der graue Streifen bei C. 334 „Na Požáru" sollte blau sein ($= f_1$).

3. Südlich der Neuen Mühle (N. M.) am rechten Ufer des Prokopibaches ist im Hangenden der Stufe g_2 irrtümlich ein schmaler roter Streifen verzeichnet; er gehört zur Stufe g_3. Nordöstlich der Neuen Mühle am linken Bachufer sollte der blaue, gestrichelte Streifen im Hangenden der Stufe f_2 grüngelb als g_1 überdruckt sein.

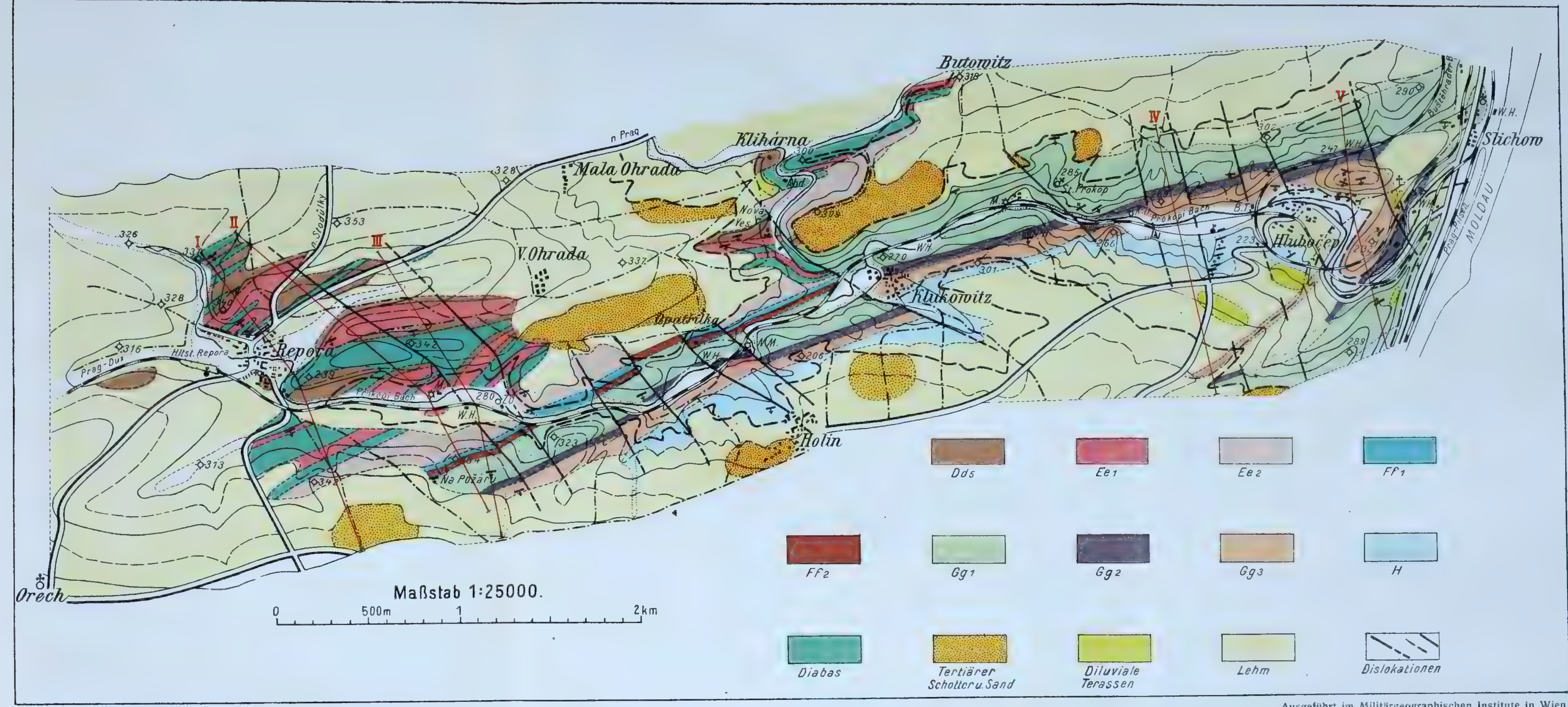
4. Rechtes Ufer des Butowitzer Baches. Bei dem Worte „Nová" ist die Fortsetzung der Stufe e_2 auszulassen, da dieselbe diesseits der Klukowitzer Verwerfung nicht anzutreffen ist. Der blaue Streifen daselbst ist Diabas und sollte demnach grün erscheinen.

Linkes Bachufer. Südöstlich von Butowitz gehört die kleine blaue Partie zum Diabas. Jenseits (östlich) der Klukowitzer Verwerfung sollte der grüne Streifen im Hangenden von e_2 wiederum blau ($= f_1$), und der rote Streifen braun ($= f_2$) gedruckt sein. Auch sind nahe der Mündung des Butowitzer Baches einige Partien blau verblieben und sollten grüngelb als g_1 überdruckt sein.

5. Nahe der Mündung des Prokopibaches nördlich und südlich vom W. H. ist die kleine, rote und blaue Partie als g_2 aufzufassen.

6. Im äußersten SO der Karte ist im Liegenden von g_1 unterhalb der C. 289 ein schmaler Streifen der Stufe f_2 ausgelassen; die blau gestrichelte Partie im Liegenden der Stufe g_1 sollte daselbst blau ($= f_1$) gedruckt sein.

7. Im Westen der Karte lies „Ořech" statt „Orech", im nördlichen mittleren Teile der Karte „Malá" statt „Mala", im Osten „Zlichov" statt „Slichow".



Ausgeführt im Militärgeographischen Institute in Wien



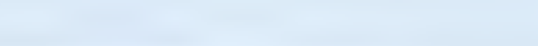
Tafel VII.

J. V. Želízko:
Eine kleine diluviale Löwenart von Wolin.

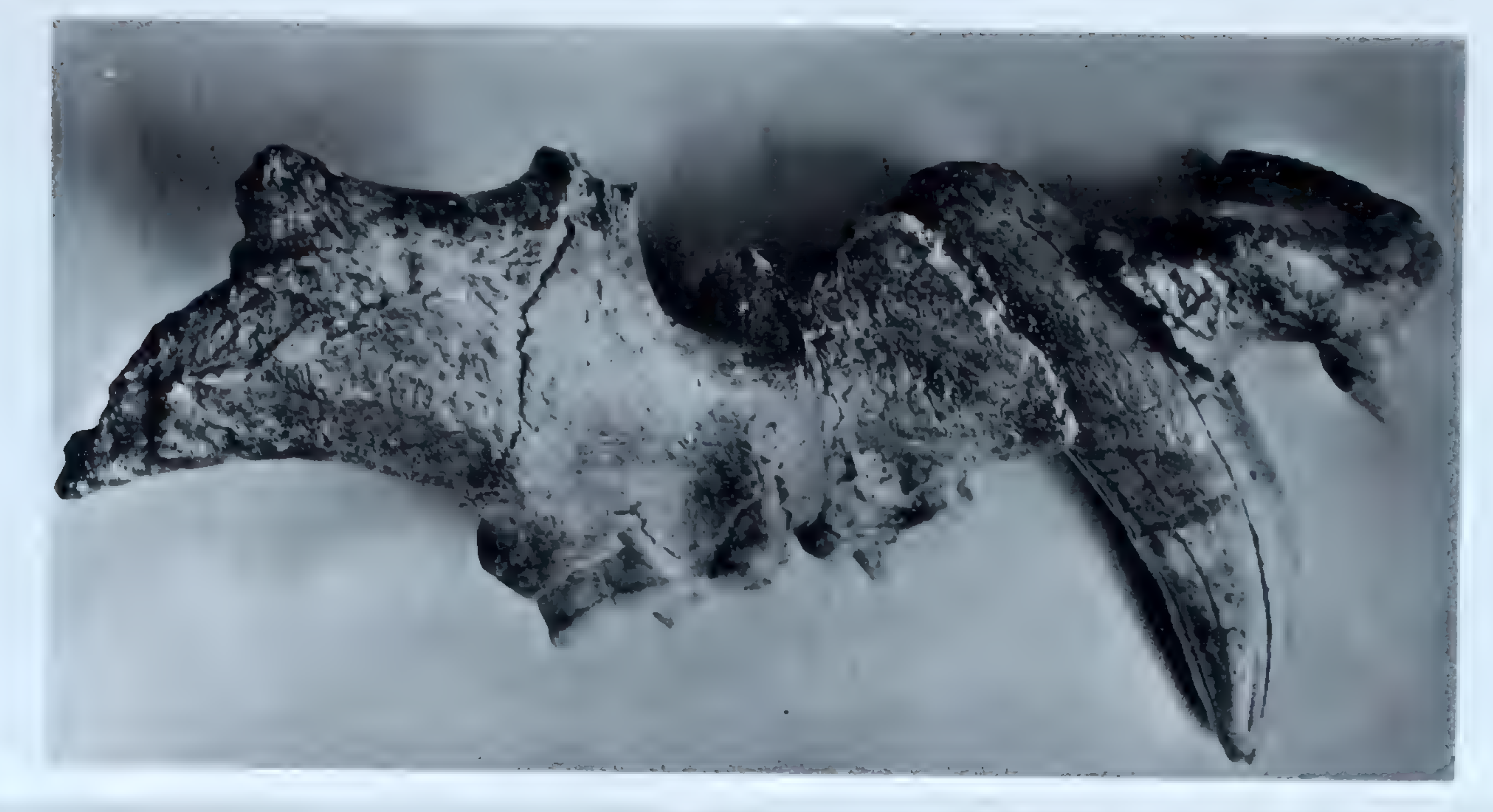
Erklärung zu Tafel VII.

Fig. 1. *Leo nobilis Gray.* Rechte Hälfte des Oberkiefers.

Fig. 2. *Leo nobilis Gray.* Linke Hälfte des Oberkiefers.



1





2

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien



Tafel VIII.

J. V. Želízko:

Nachtrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide.

Erklärung zu Tafel VIII.

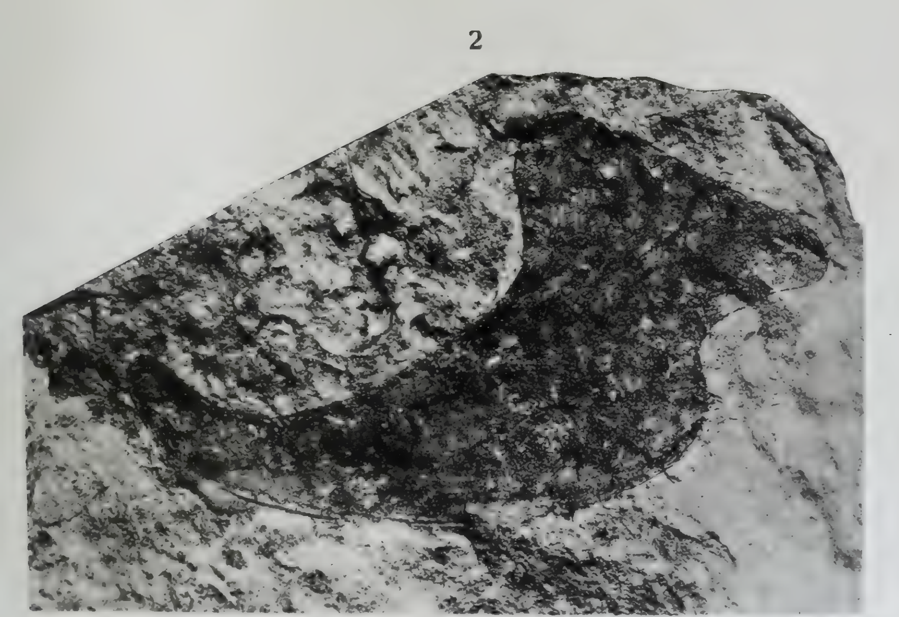
Fig. 1. *Gervillia Friči n. sp.*

Fig. 2. *Gervillia Jahni n. sp.*

1



2



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



Tafel IX.

J. V. Želízko:

Nachtrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide.

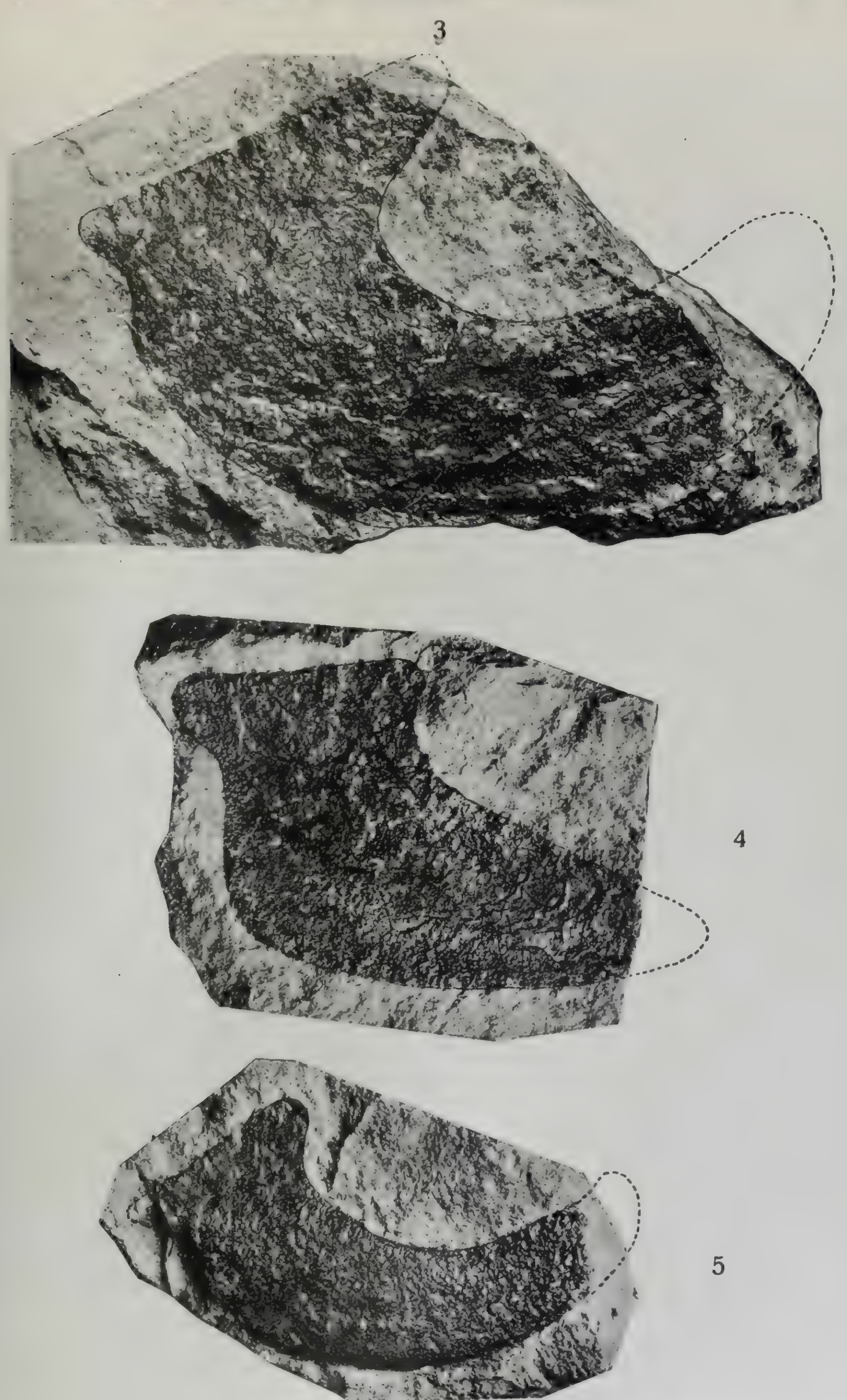
Erklärung zu Tafel IX.

Fig. 3. *Gervillia Zahálkai n. sp.*

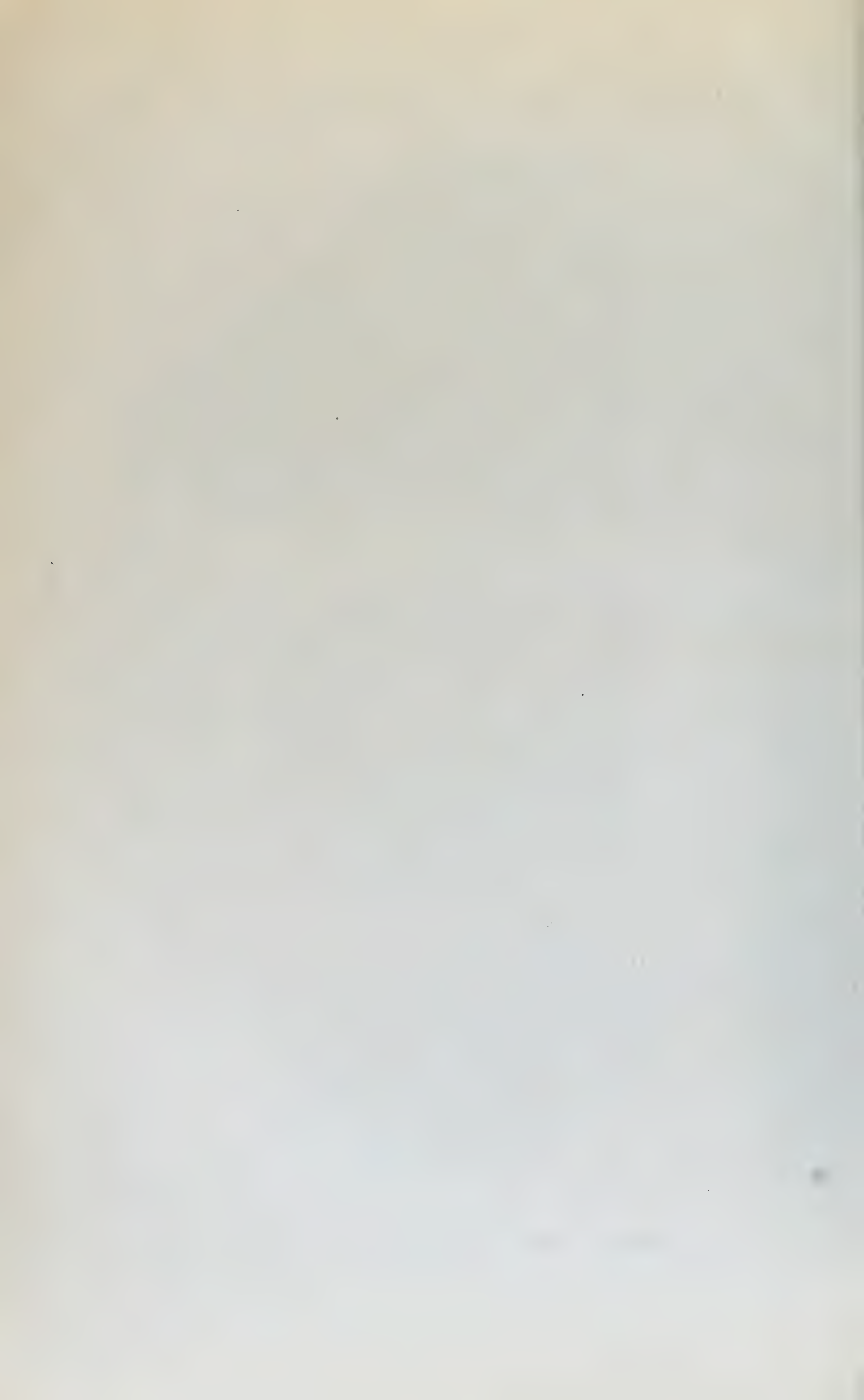
Fig. 4. *Gervillia ere ta n. sp.*

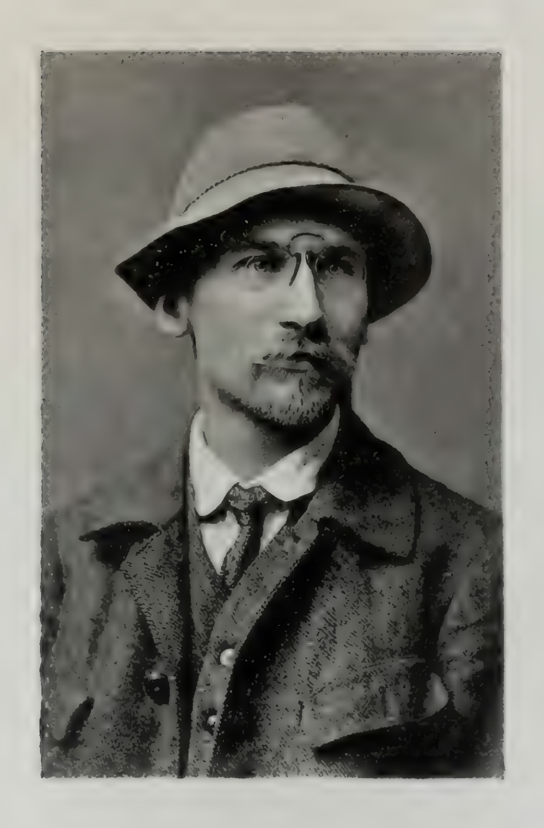
Fig. 5. *Gervillia minuta n. sp.*

Sämtliche von Morašic stammende, in natürlicher Größe abgebildete Originale sind aus der Sammlung des Herrn Ferina.



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien





Albrecht Spitz
verunglückt am 4. Sept. 1918.



Tabelle der stratigraphischen Beziehungen des Brenner-Mesozoikums.

Von Bildungen, welche der Brenner Entwicklung fehlen, wurden nur jene der Engadiner Dolomiten, als dem nächstverwandten Gebiet in die Tabelle aufgenommen.

Von der Quarzit-Dolomit-Brekzie wurde abgesehen, weil ihre Deutung zu unsicher ist und sie ohnedies außer dem Tarntaler Gebiet keine Analogien hat.

+ bedeutet identisch ausgebildet, × = ähnlich ausgebildet. — Gesperrt sind typische Bündner Elemente.

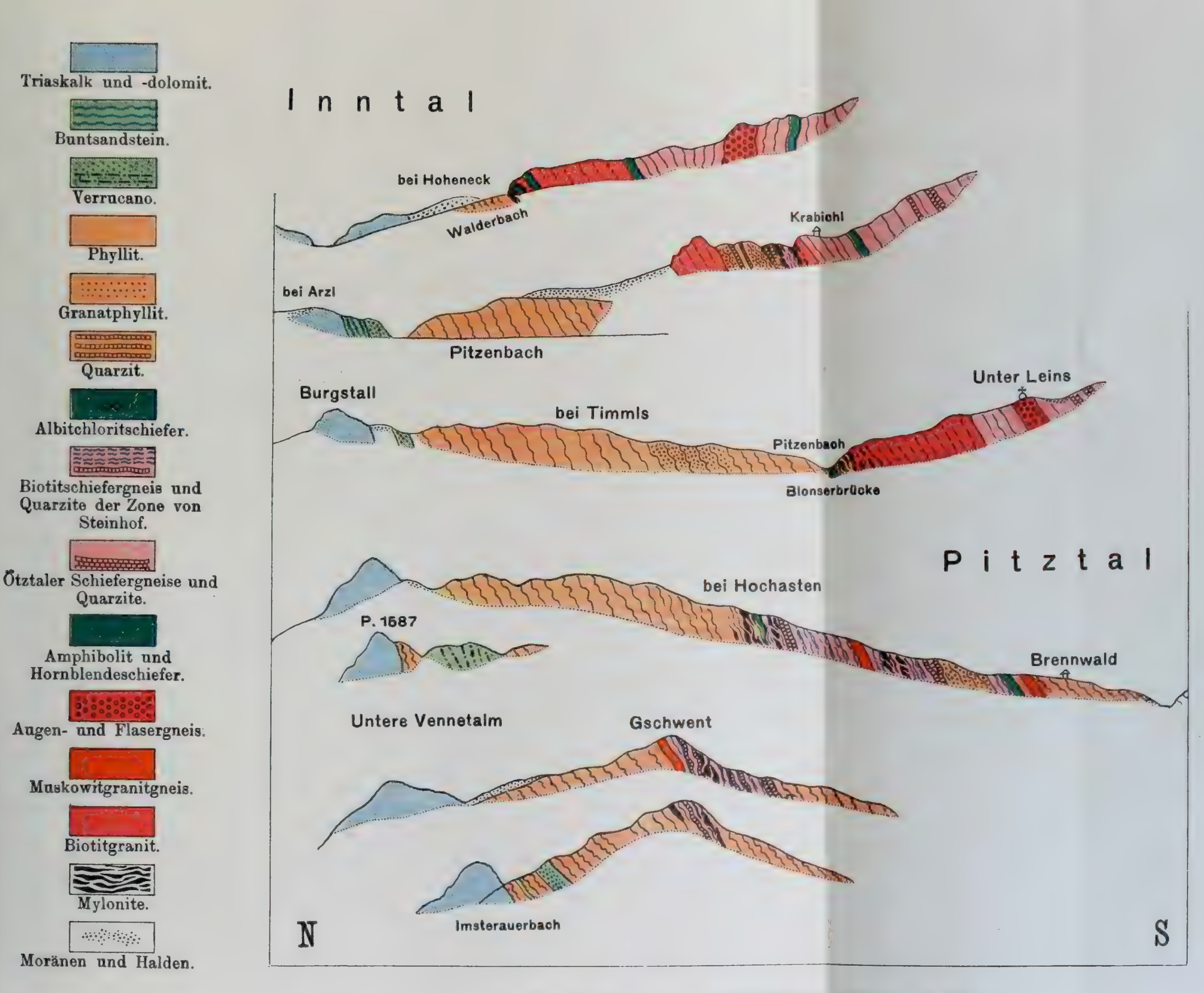
Zu Seite 194.

	Tribulaun	Tarntaler Gebiet	Bündner Fazies	Scanfs-Samadner Faziesgebiet	Canavese (Veltlin-Vidracco)	Graubündner „Aufbruchszone"	Radstädter Tauern	benachbarte Nordalpen	lombardische Alpen	Penserjoch Mauls Kalkstein	westlicher Drauzug
Malm	? bunte Glimmerkalke, Tonschiefer, Quarzite?	Serpentin	—	—	—	+	—	—	—	—	—
		bunte Hornsteine und Kieselschiefer	+	+	+	+	—	+	+	—	—
		bunte Kalke	+	+	+	+	+ (Jurakalk?)	+	+	—	—
		Dolomitbrekzie	+	+	—	?	+ ? Schwarzeckbrekzie?	× (Sonnwendjoch)	× (Hornsteinbrekzie)	—	—
		polygene Brekzie, Sandsteine etc.	—	×	×	+ (Falknisbrekzie)	?	—	—	—	—
		Tonschiefer	+	+	?	+	?	+	+	—	—
		Quarz-Sericit-Schiefer	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lias	? „Pyritschiefer" zum Teil	schwarze Tonschiefer	+	+	—	+	+ Pyritschiefer zum Teil?	+	+	—	—
	—	schwarze sandige Kalke und Mergel	+ (Fraele)	+	—	+	?	+ (Algäufazies)	+	—	—
	—	schwarze Dolomitbrekzie mit kalkigem Zement	+ (Fraele)	+	—	+	—	—	—	—	+
	roter Adneter Kalk	—	×	×	×	×	—	+	+	—	—
	—	—	Kieselkalk	+	—	+	?	+ (Algäufazies)	?	—	—
	—	—	rote Liasbrekzie	+	+	+	—	—	+ (lokal)	—	—
	—	—	Crinoidenkalk	+	+	?	+ (Alter?)	+	+ (lokal)	—	—
Rhät	rötliche Kalkschiefer	rötliche Kalkschiefer	+ (Fraele)	—	—	—	—	—	—	—	—
	schwarze Kalke und Tonschiefer	schwarze Kalke und Tonschiefer	+	+	—	+	+ (Pyritschiefergruppe)	+	+	—	+
	helle dolomitische Kalke	dunkle dolomitische Kalke	+ (Fraele)	+	—	—	?	× („oberer Dachstein- u. Plattenkalk") grau	×	—	+
	—	brauner Dolomit	+	+	—	—	+ (Eisendolomit)	× (Rhätikon lokal)	× hell	—	—
	bunte Kalkschiefer und Quarzit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Dolomit-Kalk-Wechsellagerung (Hutzl)	—	+	+	—	?	+	+ (Rhätikon lokal)	—	—	+
Haupt-Dolomit	heller gut gebankter Dolomit	heller gut gebankter Dolomit	× (dunkel)	× (dunkel)	+ (Dubino)	?	?	× (dunkler)	+	—	—
Raibler Schichten	schwarze Tonschiefer	schwarze Tonschiefer	+	+	+ (Dubino)?	—	+ ? Pyritschiefer zum Teil?	+	+	—	+
	braune Sandsteine	braune Sandsteine	+	+	—	—	+ ? Pyritschiefer ?	+	+	—	+
	schwarze Kalke und Kalkschiefer	schwarze Kalke und Kalkschiefer	+	+	—	—	+ ? Pyritschiefer zum Teil ?	+	+	—	—
	rötliche Kalke und Kalkschiefer	rötliche Kalke und Kalkschiefer	+	+	—	—	—	—	—	—	—
	schwarzer Kalkoolith	—	—	—	—	—	—	+	+?	—	—
	gelber, schieferbelegter Dolomit	gelber, schieferbelegter Dolomit	+	+	+ (Dubino)	—	—	—	—	—	—
	Schiefer-Dolomit-Brekzie	Schiefer-Dolomit-Brekzie	+	+	—	—	× ? Schwarzeckbrekzie zum Teil ?	—	—	—	—
	—	Gips und Rauchwacke	bunte (rote) Ton- u. Kieselschiefer	+	+	—	—	—	+	—	—
	—	—	+	+	—	—	—	?	+	—	—
	Tuffe? (Sandestal)	—	Eruptiva	—	—	—	—	—	×	—	—
ladinische Stufe	geschichteter weißer Dolomit	? geschichteter grauer Dolomit (Hippoldserie)	× (grau)	× (grau)	× (grau, Dubino)	?	× grauer Diploporendolomit	+ Wettersteindolomit	× (Riffkalk)	× grauer Diploporendolomit	—
	weißer massiger Kalk	—	—	—	—	—	—	+	× (Esino)	—	+
	schwarze Tonschiefer	—	× (lokale Asphaltschiefer)	—	—	—	+ ? Pyritschiefer zum Teil ?	+	+	—	—
	schwarze Mergelkalke	—	—	—	—	—	+ ? Pyritschiefer zum Teil ?	+	+	—	—
Muschelkalk	schwarze, weiße und rote Bänderkalke	—	+	+	—	—	+ Mauls (? Jurakalke und Pyrit-(schiefer zum Teil ?)	—	—	+	—
	schwarzer Hornsteinkalk	—	+ (lokal) Ducan	—	—	—	—	+	+	—	+
	tiefbraune, mürbe Dolomite mit Schieferlagern	—	+	+	+ (Dubino)	?	?	+ (lokal ? Innsbruck)	—	—	—
	—	Rauchwacke, Gips	+ lokal	+	—	+	× (Mylonit zum Teil ?)	+	+	—	—
	—	—	Eisendolomit	+	—	—	—	—	—	—	—
Buntsandstein	feine grüne Quarzite, Quarzitschiefer und Konglomerate ?	—	+	+	+ (Dubino)	+	×	+	+	+	+
	—	—	bunte Schiefer	+	+	+	—	+	+	+	—
	—	Tarntaler Quarzit ?	—	—	—	—	+	—	—	—	—
Verrucano	grüne Quarzkonglomerate	—	+	+	+	+	× (lokal)	+	+	+	—
	weißer Quarzit ?	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
	—	—	polygene Konglomerate	+	?	+	+ (Klammkalkserie)	?	?	—	—



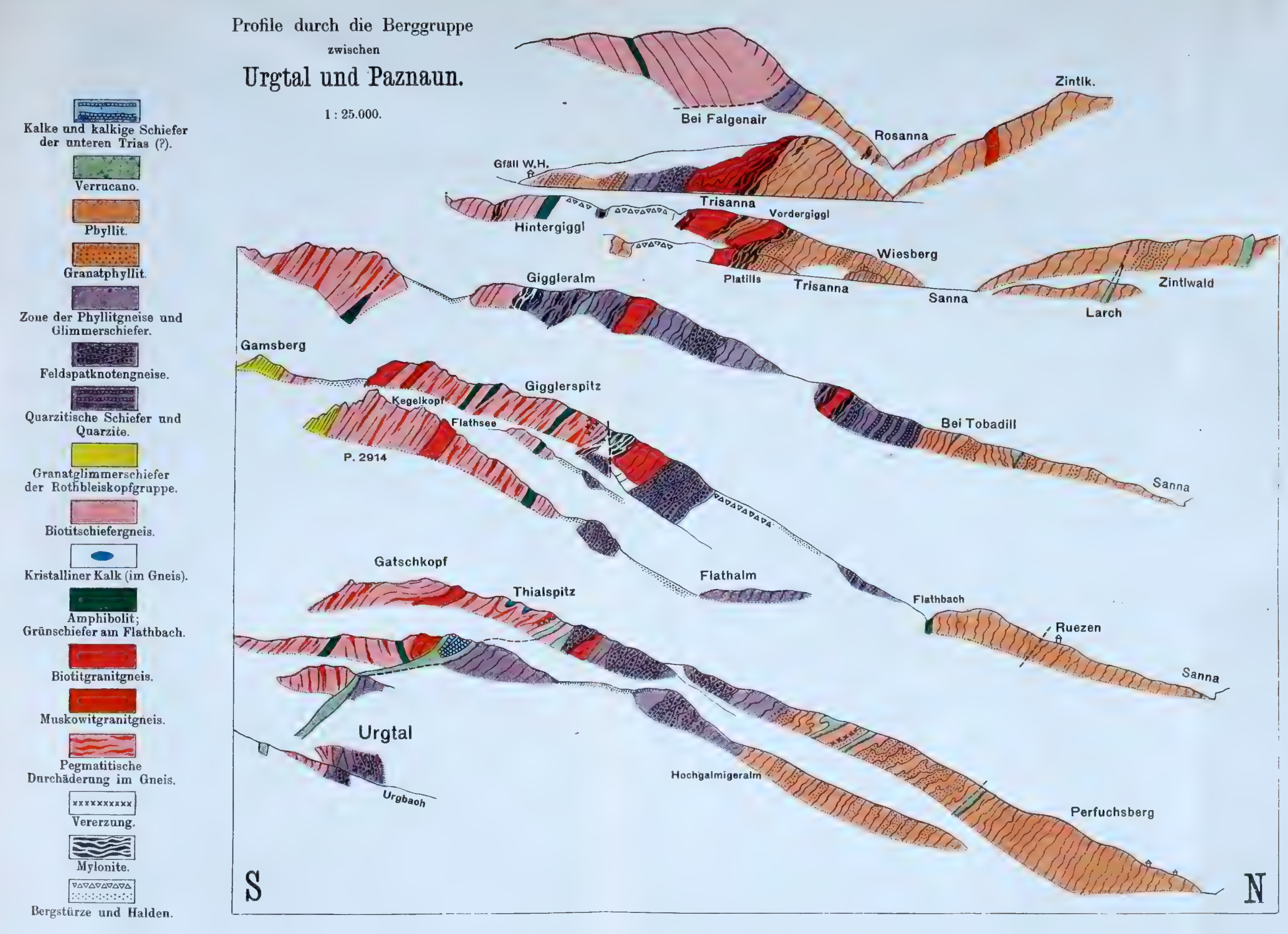
Profile durch das vordere Pitztal.

1 : 25.000.



Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, LXVIII. Band, 1918.
Verlag der Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.
Ausgeführt im Militärgeographischen Institut.





Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, LXVIII. Band, 1918.
Verlag der Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.
Ausgeführt im Militärgeographischen Institut.



Profile
über die
Rifflergruppe.

1 : 25.000.

errucano (Quarzite und Sericitschiefer).

Phyllit.

Granatphyllit.

uarzite und quarzitische Phyllite.

Feldspatführende ranatglimmerschiefer und Quarzite von Großgfall.

Phyllitgneise und limmerschiefer Quarzite; otitschiefer von Ganatsch und Gampernun

Feldspatknotengneise.

Amphibolit (Hornblendeschiefer).

aurolith-Granatglimmerschiefer des Paznaun.

Diabas.

Schiefergneise.

Biotitgranit, Augengneis.

Muskowitgranitgneis.

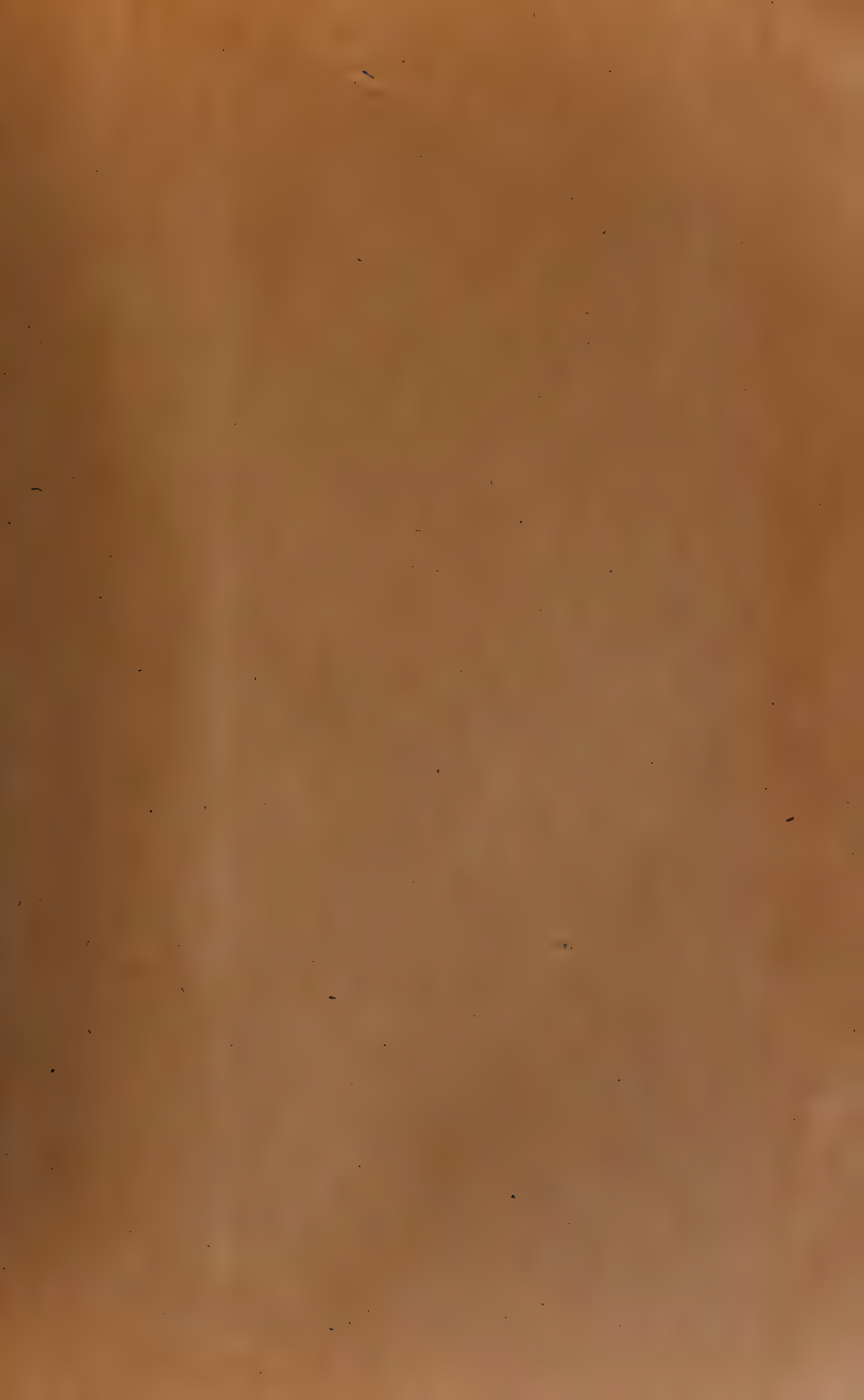
Mylonite.

Moränen und Halden.

Rechte Talseite bei der Malfonalm
Thaja
Malfontal
Pettneu
Strohsack
Blankahorn
Blankajoch
Blankaseen
nördl. Rifflerferner
Grippekopf
P. 2818
P. 2876
östl. Rifflerferner
Rifflerkopf
Blankaspitz
Mittagspitze
Scheibenkopf
Gsellepian
Am Mösl
Großgfallkopf
Lacke
Rosanna
Paznaun
Niederjoch
Großgfallalm
Stanzertal
Pezinerspitze
Ob. Klausbach
Rosanna
Langestheier alm
Kleingfallalm
Kleingfallkopf
Rosanna oberhalb Strengen
S
N

Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, LXVIII. Band, 1918.
Verlag der Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.
Ausgeführt im Militärgeographischen Institut.





Inhalt.

1. und 2. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Steingasse 25.

Ausgegeben im Oktober 1919.

JAHRBUCH

DER

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

JAHRGANG 1918. LXVIII. BAND.

3. und 4. Heft.

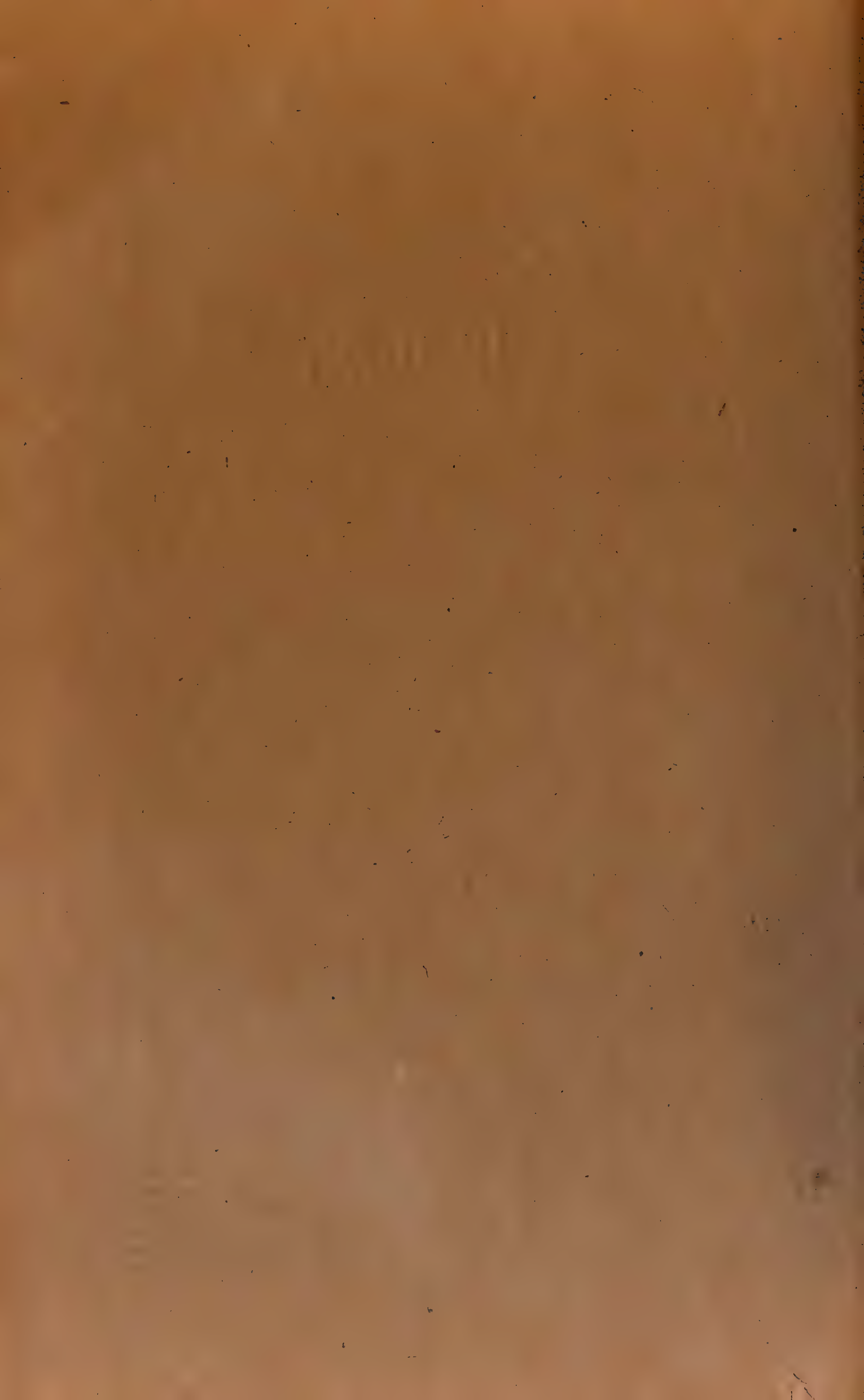


Wien, 1919.

Verlag der Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilhelm Müller), Universitätsbuchhandlung

I. Graben 31.



Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut.

Eine geologische Monographie von E. Spengler.

Mit einer geologischen Karte im Maßstabe 1:25.000 (Tafel Nr. XIVa [I]), einer Profiltafel (Tafel Nr. XV [II]), einer Lichtdrucktafel (Tafel Nr. XVI [III]), einer Tafel mit zwei morphologischen Kärtchen (Tafel Nr. XVII [IV]) und einer paläontologischen Tafel (Tafel Nr. XVIII [V]).

I. Einleitung.

Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges oder der Plassenstock, wie die Gruppe von F. Simony [1]) genannt wurde, bildet eine fast allseits durch tief einschneidende Talfurchen orographisch sehr scharf umgrenzte Einheit. Die West- und Nordgrenze des Gebietes wird durch den Lauf des Gosaubaches vom Gosauschmied bis zur Mündung in den Hallstätter See, die Ostgrenze durch das Ufer des Hallstätter Sees von der Mündung des Gosautales bis zu derjenigen des Echerntales, die Südostgrenze durch das Echerntal selbst gebildet. Nur an der Südwestseite hängt das Gebiet inniger mit der Dachsteingruppe zusammen, als deren nordwestlicher Ausläufer es auch bezeichnet werden kann; doch läßt sich auch hier eine fast überall deutlich ausgeprägte Tiefenlinie angeben, welche die Plassengruppe von der Dachsteingruppe in engerem Sinne scheidet. Diese Linie verläuft von dem bekannten Wasserfall „Waldbachstrub" im Echerntal dem Waldbach entlang bis zur Klausalpe, folgt hierauf dem seicht eingeschnittenen Graben, der von der Klausalpe über die Blaikenalpe emporzieht, wird dann durch das Breiningtal [2]) gebildet, ein geröllbedecktes Trockentälchen an der Südseite des Plankensteinplateaus, und erreicht endlich bei dem „Am Wurf" genannten Sattel mit 1560 *m* Seehöhe den höchsten Punkt in der Umgrenzung

[1]) F. Simony, Das Dachgesteingebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen (Wien 1895), p. 25.

[2]) Vgl. bei dieser und den folgenden, weder auf der Spezialkarte 1:75.000 noch auf der dieser Arbeit beiliegenden geologischen Karte verzeichneten Ortsangaben die der Zeitschrift des Deutschen und Oesterr. Alpenvereins, Jahrgang 1915, beiliegende von L. Aegerter aufgenommene Karte der Dachsteingruppe. Leider umfaßt diese vorzügliche Karte, welche ich dank des liebenswürdigen Entgegenkommens Herrn Ing. Aegerters bereits vor ihrer Publikation benützen konnte, nicht die ganze Plassengruppe und konnte daher nicht als Unterlage für meine geologische Karte gewählt werden.

der Gebirgsgruppe. Nur von hier an bis zur hinteren Grabhütte[1]) südlich vom Löckenmoosberg ist die Südgrenze der Plassengruppe durch keinen Einschnitt im Gelände bezeichnet; man kann jedoch hier eine geologische Grenze, den südlichen Denudationsrand der auf den Dachsteinkalken liegenden Gosauschichten, der auch morphologisch gut ausgeprägt ist, als die geographische Südgrenze der Gruppe annehmen. Von der hinteren Grabhütte endlich verläuft die Grenze durch das Fliegental und den Beereiblgraben zum Gosauschmied ins Gosautal hinab.

Das also umgrenzte Gebiet erreicht seine größte Erhebung in dem die ganze Gruppe weit überragenden, aussichtsreichen Felsgipfel des Hochplassen[2]) (1953 *m*); da der tiefste Punkt des Gebietes, der Spiegel des Hallstätter Sees nur 508 *m* hoch liegt, ist die relative Höhe der Gebirgsgruppe und die Steilheit der Gehänge eine nicht unbedeutende. Eine eingehendere Darstellung der Orographie der Plassengruppe ist in F. Simonys „Dachsteingebiet“ (p. 25—34) zu finden.

Den oben angeführten orographischen Grenzen der Gruppe entsprechen meist keine geologischen Grenzen; es sind fast durchwegs Erosionstäler, die nur im Echerntale durch Verwerfungen vorgezeichnet sind. Die Plassengruppe ist daher wohl eine geographisch gut charakterisierte Einheit, besitzt jedoch geologisch keine Selbständigkeit; sie ist nichts anderes als ein durch die genannten Erosionseinschnitte herausgeschnittenes Stück aus der gewaltigen Triasplatte der Dachsteingruppe.

Trotzdem eignet sich die Gruppe auch geologisch zu einer monographischen Darstellung, da sie ein Gebiet umschließt, welches der übrigen Dachsteingruppe außerordentlich fremd gegenübersteht — die juvavische Deckscholle des Hallstätter Salzberges.

Die ganz ungewöhnlichen stratigraphischen und tektonischen Komplikationen[3]), die diese Deckscholle aufweist, und die insbesondere durch das Auftreten des Salzstockes von Hallstatt außerordentlich gesteigert werden, sowie die mannigfaltigen Transgressionen jurassischer Gesteine auf dem tirolischen Dachsteinkalke der Basis machen das kleine Gebiet zu einem der interessantesten und meistumstrittensten Punkte des Salzkammergutes. Wenn auch der Grundzug der Tektonik, das Vorhandensein der juvavischen Deckscholle, bereits von J. Nowak[4])

---

[1]) „Hintere Grubenalpe“ der Alpenvereinskarte.

[2]) Die von Simony gewählte Schreibweise „Blassen“ ist zweifellos sprachlich richtiger, da der Berg nach der „blassen“ Farbe des Gesteins benannt ist. Doch habe ich mich hier der Schreibweise „Plassen“ angeschlossen, da diese sonst allgemein üblich ist.

[3]) Ich erinnere nur an den bereits mehrfach zitierten Ausspruch Mojsisovics': „Hier spottet die Natur der in anderen Gegenden mit Erfolg angewendeten Beobachtungsmethoden; kombinative und deduktive Schlüsse, welche auf wohlbeobachteten Daten beruhen, sind hier ausgeschlossen, denn nichts scheint Regel zu sein, als der Wechsel der schneidendsten Gegensätze.“ (Das Gebirge um Hallstatt. Abhandl. der geol. R.-A. VI/I., p. III.)

[4]) J. Nowak, Ueber den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bulletin de l'académie de sciences de Cracovie. 1911, p. 110.

und F. F. Hahn[1]) richtig erkannt wurde, so war es doch noch nötig, diese Erkenntnis durch weitere Beobachtungen besser zu begründen, da sie bisher noch keine allgemeine Anerkennung gefunden hat. Anderseits bot die Gruppe noch zahlreiche geologische Probleme; zu deren möglichst restloser Lösung war es nicht nur nötig, die ganze — wie ein Blick auf das beigegebene Literaturverzeichnis lehrt, äußerst umfangreiche — Literatur des Gebietes durchzuarbeiten, sondern es erwies sich auch eine vollständige, möglichst detaillierte Neuaufnahme der Gruppe als unumgänglich notwendig, da sich die von Mojsisovics aufgenommene geologische Spezialkarte, Blatt Ischl und Hallstatt nur in der nächsten Umgebung des Hallstätter Salzbergwerkes als verläßlich herausstellte.

Man wird ferner im ganzen Gebiet der Ostalpen schwerlich ein nur 45·5 km^2 großes Fleckchen finden, welches so mannigfaltige Faunen geliefert und soviel zur Erkenntnis der alpinen Stratigraphie beigetragen hat, wie die Plassengruppe. Das geht schon daraus hervor, daß nicht weniger als fünf Schichtbezeichnungen, welche sich in der Folgezeit allgemein einbürgerten, nämlich die Namen: Schreyeralmschichten, Hallstätter Kalk, Klausschichten, Plassenkalk und Gosauschichten nach auf unserer Karte liegenden Lokalitäten benannt sind, und drei weitere (Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Zlambachschichten) aus deren unmittelbarer Umgebung stammen. Es hat sich daher als eine vom Standpunkte der Geschichte der Alpengeologie dankbare Aufgabe erwiesen, den Anteil, welchen Beobachtungen in der Plassengruppe zur geologischen Erforschung der Alpen beigetragen haben, übersichtlich zusammenzustellen. Auch dürfte es nicht ohne Nutzen gewesen sein, die in den verschiedensten Publikationen verstreuten Fossillisten des Gebietes zu sammeln, diese Listen durch die zahlreichen, hauptsächlich in den Wiener Sammlungen liegenden, bisher nicht publizierten Versteinerungen zu vervollständigen und die Fundorte der für die Stratigraphie so außerordentlich wichtig gewordenen Faunen kartographisch zu fixieren.

Endlich dürften die hier vorliegenden Untersuchungen auch für die weitere Fortführung des Hallstätter Salzbergbaues von praktischer Bedeutung sein.

Die Kartierung der Plassengruppe wurde im wesentlichen im Sommer 1914 durchgeführt; außerdem konnte ich im Sommer 1915, im Herbst 1917 und im Sommer 1918 je einige Tage der Fertigstellung der Karte widmen. Die Vollendung der Arbeit wurde dadurch verzögert, daß ich vom 16. August 1915 bis Ende August 1917 in militärischer Dienstleistung stand.

Ich möchte an dieser Stelle dankend erwähnen, daß mir das k. k. Ministerium für Kultus und Unterricht mit Zl. 31248/14 vom 24. Juli 1914 eine einmalige Subvention von K 600·— zur Durchführung meiner Aufnahmsarbeiten in der Plassengruppe bewilligt hat.

Unter den Persönlichkeiten, welchen ich für das Zustandekommen der vorliegenden Arbeit zu großem Dank verpflichtet bin, möchte ich

---

[1]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien. 1913, p. 434–437.

an erster Stelle Herrn Chefgeologen Regierungsrat G. Geyer nennen, der mir nicht nur jederzeit seine reichen Erfahrungen auf dem Gebiete alpiner Geologie in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellte, sondern auch die Fühlungnahme mit den montanistischen Kreisen ermöglichte und mir bereitwilligst gestattete, nicht publizierte, in seiner Verwahrung befindliche Manuskripte zu benützen, auf welche im Text jedesmal ausdrücklich hingewiesen werden wird. Nicht geringeren Dank schulde ich Herrn Hofrat K. Schraml in Linz und der Salinenverwaltung in Hallstatt, und zwar in erster Linie den Herren Oberbergrat P. Sorgo, Bergrat J. Vogl und den Herren Oberbergkommissären G. Langer und O. Schmidt, die mir nicht nur gestatteten, die für die Tektonik des Gebietes so außerordentlich wichtigen Grubenaufschlüsse im Hallstätter Salzberge zu besichtigen und die Grubenkarten zu benützen, sondern mir auch in zuvorkommender Weise die Möglichkeit boten, auf dem Salzberge zu wohnen und durch die Saline Lebensmittel zu beziehen. Denn nur dadurch war es mir überhaupt möglich, bei den äußerst schwierigen Verpflegsverhältnissen im Herbst 1917 und der noch ungünstigeren Lage im Frühsommer 1918 die Kartierungsarbeiten durchzuführen. Endlich möchte ich auch die Gelegenheit nicht vorübergehen lassen, den Forst- und Domänenverwaltungen in Gosau und Hallstatt für die freundliche Erlaubnis, aus Jagdgründen abgesperrte Gebiete betreten zu dürfen, meinen verbindlichsten Dank auszusprechen. Führer bei meinen Grubenfahrten und ein durch seine vorzüglichen Kenntnisse der Fossilfundorte wertvoller Begleiter und lieber Genosse auf einigen meiner Wanderungen war mir Herr B. Faber, Steiger im Hallstätter Salzberge. Auch den Sammlern Gapp in Gosau und Roth in Hallstatt verdanke ich die Kenntnis mehrerer Fossilfundstätten.

Herrn Prof. F. X. Schaffer und Herrn Regierungsrat H. Commenda bin ich für die freundliche Erlaubnis, die in der Sammlung des naturhistorischen Hofmuseums in Wien, beziehungsweise des Museums Francisco-Carolinum in Linz liegenden Fossilschätze benützen zu dürfen, außerordentlich dankbar.

II. Literaturverzeichnis.

Geologie, Mineralogie, Paläontologie [1]), Morphologie und Lagerstättenkunde der Plassengruppe [2]).

1802.

L. v. Buch, Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien, p. 135—180 (Geognostische Uebersicht des österr. Salzkammerguts).

1821.

W. Buckland, Ueber die Struktur der Alpen und des angrenzenden Landes. [Annals of philosophy (London), p. 450]. (strat.)

---

[1]) mit Ausschluß der paläontologischen Gosauliteratur.

[2]) Erklärung der vorkommenden Abkürzungen: (strat.) = vorwiegend stratigraphischen Inhalts. — (tekt.) = vorwiegend tektonischen Inhalts. — (petr.) = vorwiegend petrographischen und mineralogischen Inhalts. — (pal.) = vorwie-

1824.

A. Boué, Mémoire sur les terrains secondaires du versant Nord des Alpes. [Annales des mines IX (Paris), p. 508.] (strat.)

1828.

Ch. Keferstein, Beobachtungen und Ansichten über die geognostischen Verhältnisse der nördlichen Kalkalpenkette in Oesterreich und Bayern, gesammelt auf einer Reise im Sommer 1827. [Deutschland, geognostisch-geologisch dargestellt, 5. Band, p. 466—480.] (strat., tekt.)

C. Lill v. Lilienbach, Allgemeine Lagerungsbeziehungen der Steinsalz-Lagerstätten in den Alpen. [Leonhards Zeitschrift für Mineralogie, p. 412.] (strat.)

1829.

A. Sedgwick und R. Murchison, On the Tertiary deposits of the Vale of Gosau in the Salzburg Alps. [Proceedings of the Geological Society of London, Bd. 13 (1829), p. 153—155.]

1830.

A. Boué, Description du Basin de Gosau. [Bull. Soc. géol. de France, Ser. I, T. I, p. 130—135.] (strat.)

C. Lill v. Lilienbach, Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpaten. [Leonhards und Bronns Jahrbuch für Mineralogie, Bd. I, p. 182.] (strat.)

1831.

A. Sedgwick und R. Murchison, A sketch of the structure of the Eastern Alps. [Transaction of the Geological Society of London. 2. Ser. vol. III, p. 313—316, 352—362, Taf. XXXVI, Fig. 10.] (strat., tekt.)

1832.

A. Boué, Description de divers gisements interessants des fossiles dans les Alpes autrichiennes. Description du Basin de Gosau. [Mém. géol. et paléont. Bd. I, p. 196—205.] (strat.)

1843.

A. v. Klipstein, Beiträge zur geol. Kenntnis der östlichen Alpen, p. 20 u. 21.

1845.

A. Quenstedt, Brief an Professor Bronn. [Leonhards und Bronns Jahrbuch für Mineralogie, p.682—684.] (strat.)

1846.

F. v. Hauer, Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung seiner Durchlaucht des Fürsten von Metternich. Wien 1846, 44 S, 11 Taf. (pal.)

F. Simony, Tiefen-, Durchschnitts- und Perspectivkarten des Hallstätter Sees. [Haidingers Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien. Bd. I, p. 15—17.] (morph.)

F. v. Hauer, Monotis in den österreichischen Alpen. [Haidingers Berichte etc., Bd. I, p. 160 u. 161.] (pal.)

---

gend paläontologischen Inhalts. — (morph.) = vorwiegend morphologischen oder glazialgeologischen Inhalts. — (mont.) = vorwiegend montanistischen Inhalts. — Jb. geol. R.-A. = Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien. — V. geol. R.-A. = Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien. — Abh. geol. R.-A. = Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien. — Denkschr. Akad. = Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien (math.-naturwissensch. Klasse). — Sitzber. Akad. = Sitzungsberichte der kais. Akad. der Wissenschaften in Wien (math.-naturwissenschaftliche Klasse).

1846.

A. Emmrich, Geologische Notizen. [A. Schaubach: Die Deutschen Alpen, III. Bd., p. 334—336.] (strat.)

1847.

F. v. Hauer, Cephalopoden vom Roßfeld. [Haidingers Berichte etc., Bd. III, p. 480.] (strat.)

1849.

F. v. Hauer, Ueber neue Cephalopoden aus den Marmorschichten von Hallstatt und Aussee. [Haidingers naturwissenschaftliche Abhandlungen III. Bd., p. 1—26, 6 Taf.] (pal.)

A. Quenstedt, Die Ammoniten der roten Alpenkalke. [Petrefaktenkunde, Cephalopoden, p. 243—260.] (pal.)

1850.

F. v. Hauer, Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. [Jb. geol. R.-A., Bd. I, p. 31—46.] (strat.)

F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der geschichteten Gebirgsbildungen in den östlichen Alpen und den Karpathen. [Sitzber. Akad., Bd. IV, p. 284—290, 301 u. 304.] (strat.)

F. v. Hauer, Ueber die Gliederung des Alpenkalkes in den Ostalpen. [Neues Jahrb. f. Mineralogie etc., p. 584—591.] (strat.)

L. Zeuschner, Ueber die Verschiedenheit der Entstehung der Salzablagerungen in den Karpathen und in den Salzburger Alpen. [Jb. geol. R.-A., Bd. I, p. 240 u. 241.] (petr.)

F. Simony, Bericht über die Arbeit der Sektion V. [Jb. geol. R.-A., Bd. I, p. 653—656.] (strat.)

1851.

A. E. Reuß, Geologische Untersuchungen im Gosautale im Sommer 1851. [Jb. geol. R.-A., Bd. II, H. 4, p. 52—60.] (strat.)

1852.

E. Sueß, Ueber *Terebratula diphya*. [Sitzber. Akad. VIII, p. 561.] (strat.)

F. v. Hauer, Vorlage von Fossilien der Dürren- und Klausalpe bei Hallstatt. [Jb. geol. R.-A., Bd. III, H. 1, p. 184—186.] (strat.)

E. Sueß, Ueber die Brachiopoden der Hierlatzschichten. [Jb. geol. R.-A., Bd. III, H. 2, p. 171.] (strat.)

M. V. Lipold, Ueber die geologische Stellung der Alpenkalke, welche die Dachsteinbivalve enthalten. [Jb. geol. R.-A., Bd. III, H. 4, p. 90—98, 1 Taf.] (strat.)

1853.

M. V. Lipold, Geologische Karte des Salzkammergutes. [Jb. geol. R.-A., Bd. IV, p. 431 u. 432.]

M. V. Lipold, Geologische Profile aus dem Salzkammergute. [Jb. geol. R.-A., Bd. IV, p. 433.] (tekt.)

F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. [Jb. geol. R.-A., Bd. IV, p. 720—732 u. 764—771.] (strat.)

1854.

E. Sueß, Profil Hallstätter Salzberg-Hochgolling. [Jb. geol. R.-A., Bd. V, p. 196—197.] (tekt.)

A. E. Reuß, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosautale und am Wolfgangsee. [Denkschr. Akad., VII. Bd., p. 26—28.] (strat. u. pal.)

A. Kenngott, Mineralogische Notizen. [Sitzber. Akad. XI, p. 383—386.] (petr.)

1855.

F. v. Hauer, Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. [Denkschr. Akad., Bd. 9, I. Abt., p. 141—166, 5 Taf.] (pal.)

A. E. Reuß, Ueber zwei Polyparien aus den Hallstätter Schichten. [Denkschr. Akad., Bd 9, I. Abt., p. 167—168, 1 Taf.] (pal.)

M. Hoernes, Ueber die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. [Denkschr. Akad., Bd. 9, II. Abt., p. 33—54, 2 Taf.] (pal.)

E. Sueß, Die Brachiopoden der Hallstätter Schichten. [Denkschr. Akad., Bd. 9, II. Abt., p. 23—32, 2 Taf.] (pal.)

K. F. Peters, Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich. [Sitzber. Akad., Bd. XVI, p. 336—366, 4 Taf.] (pal. u. strat.)

1857.

F. v. Hauer und E. Sueß, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. [Sitzber. Akad., Bd. XXV, p. 298—304, Taf. III] (strat. u. tekt.)

F. v. Hauer, Paläontologische Notizen. [Sitzber. Akad., Bd. XXIV, p. 159—161, 2 Taf.] (pal.)

1860.

F. v. Hauer, Nachtrag zur Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. [Sitzber. Akad., Bd XLI, p. 113—147, 5 Taf.] (pal.)

1862.

C. W. Gümbel, Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triqueter*) und ihre alpinen Verwandten. [Sitzber. Akad., Bd. XLV, p. 325—377, 7 Taf.] (pal. u. strat.)

1863.

K. F. Peters, Ueber Foraminiferen im Dachsteinkalk. [Jb. geol. R.-A., Bd. XIII, p. 293—298.] (pal.)

A. Oppel, Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyen-Gesteinen in den Alpen. [Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 15, p. 188—193 und 201—217, 3 Taf.] (strat. u. pal.)

1865.

A. E. Reuß, Zwei neue Anthozoen aus den Hallstätter Schichten [Sitzber. Akad., Bd. LI, p. 381—394, 4 Taf.] (pal.)

A. F. v. Schwabenau, Das Vorkommen einer neuen Art fossiler Korallen in den Hallstätter Kalken. [25. Jahresbericht des Museums Francisco-Carolinum in Linz, p. 89—92.] (pal.)

1866.

K. v. Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. [Denkschr. Akad., Bd. XXV, p. 172.] (strat.)

A. v. Dittmar, Zur Fauna der Hallstätter Kalke. [Beneckes geognostisch-paläontologische Beiträge, I. Bd., p. 321—348.] (strat.)

E. Sueß, Ueber den Bau der Gebirge zwischen dem Hallstätter- und Wolfgangsee. [Verh. geol. R.-A., p. 159 und 160] (tekt.)

E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der Trias zwischen dem Hallstätter- und Wolfgangsee. [Verh. geol. R.-A., p. 164.] (tekt.)

E. Sueß, Gliederung des Gebirges in der Gruppe des Osterhorns. [V. geol. R.-A. p. 168.] (strat.)

1868.

K. v. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den bayrischen und österreichischen Alpen. [Jb. geol. R.-A., Bd XVIII, p. 601—608.] (strat. u. pal.)

E. v. Mojsisovics, Versteinerungen des mittleren Lias vom Hallstätter Salzberge. [V. geol. R.-A., p. 10—13.] (strat. u. pal.)

E. v. Mojsisovics, Petrefakten-Suiten aus den Umgebungen von Hallstatt und Aussee. [V. geol. R.-A., p. 15.]

E. v. Mojsisovics, Ueber den Malm des Salzkammergutes. [V. geol. R.-A., p. 124—128.] (strat.)

E. v. Mojsisovics, Umgebungen von Hallstatt. [V. geol. R.-A., p. 297—298.] (tekt.)

E. v. Mojsisovics, Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergute. [V. geol. R.-A., p. 405—406.]

1869.

E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. Jb. geol. R.-A., Bd. XIX, p. 91—100 und 122—130.] (strat.)

A. Hořinek, Petrefakte aus dem Salzbergbau von Hallstatt. [V. geol. R.-A., p. 13.] (strat.)

H. Wieser, Analyse des Kieserites vom Hallstätter Salzberge. [V. geol. R.-A., p. 130 u. 131.] (petr.)

F. v. Vivenot, Beiträge zur mineralogischen Topographie von Oesterreich-Ungarn. [Jb. geol. R.-A., p. 607.] (petr.)

F. Simony, Gletscherschliffe im oberen Trauntale. [V. geol. R.-A., p. 297.] (morph.)

G. Tschermak, Ueber den Simonyit, ein neues Salz von Hallstatt. [Sitzber. Akad., Bd. LX, p. 718—724.] (petr.)

E. v. Mojsisovics, Bericht über die im Sommer 1868 durch die IV. Sektion der k. k. Geologischen Reichsanstalt ausgeführte Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. [Jb. geol. R.-A., Bd. 19, p. 151—173.] (petr., strat., tekt. u. mont.)

E. v. Mojsisovics, Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna des alpinen Muschelkalkes. [Jb. geol. Reichsanstalt, Bd. XIX, p. 567—594, Taf. XV—XIX.] (pal. u. strat.)

E. v. Mojsisovics, Notizen über den Hallstätter Salzberg. [V. geol. R.-A., p. 298 u. 299.] (strat.)

E. v. Mojsisovics, Ueber cephalopodenführenden Muschelkalk im Gosautale. [V. geol. R.-A., p. 374 u. 375.] (strat.)

E. v. Mojsisovics, Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergute. [V. geol. R.-A., p. 375 u. 376.] (strat.)

E. v. Mojsisovics, Anton Hořinek, k. k. Oberbergschaffer, Fossilien der Werfener Schichten. [V. geol. R.-A., p. 394.]

1870.

M. Neumayr, Ueber einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalenschichten. [Jb. geol. R.-A., Bd. XX, p. 147—156, Taf. VII—IX.] (pal. u. strat.)

A. Hořinek, Ueber die im Kaiser-Franz Joseph-Stollen zu Hallstatt gemachten Gebirgsaufschlüsse. [V. geol. R.-A., p. 76—78.] (strat., tekt. u. mont.)

1871.

E. v. Mojsisovics, Ueber das Belemnitidengeschlecht *Aulacoceras F. v. Hauer.* [Jb. geol. R.-A., Bd. XXI, p. 41—57, Taf. I—IV.] (pal.)

M. Neumayr, Jurastudien. 3. Die Phylloceraten des Dogger und Malm. [Jb. geol. R.-A., Bd. XXI, p. 297—354, Taf. XII—XVII.] (pal.)

A. Simony, Mineralvorkommnisse des Hallstätter Salzberges. [Tschermaks mineralogische Mitteilungen, H. 1, p. 58—60.] (petr.)

A. Hořinek, Ueber den gegenwärtigen Stand der neuen Aufschluß-Arbeiten im Hallstätter Salzberge. [V. geol. R.-A., p. 254—255.] (tekt. u. mont.)

G. Tschermak, Beitrag zur Kenntnis der Salzlager. [Sitzber. Akad., Bd. LXIII, p. 314—324.] (petr.)

1873.

A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. [Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Bd. 21, p. 81 u. 82, 1 Taf.] (petr., tekt. u. mont.

E. v. Mojsisovics, Das Gebirge um Hallstatt. I. [Abh. geol. R.-A., VI. Bd., 1. H., p. 1—82, Taf. 1—32.] (pal.)

1874.

E. v. Mojsisovics, Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. [Jb. geol. R.-A., Bd. XXIV, p. 112—122.] (strat.)

E. v. Mojsisovics, Ueber die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. [Abh. geol. R.-A., VII. Bd., H. 2, p. 1—38, 5 Taf.] (pal.)

1875.

F. v. Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie. Wien 1875, p. 352, Fig. 240.

E. v. Mojsisovics, Das Gebirge um Hallstatt. I. [Abh. geol. R.-A., VI. Bd., 2. H., p. 83—174, Taf. 33—70.] (pal.)

1877.

K. v. Zittel, Bemerkung über den Lias von Hallstatt. [V. geol. R.-A., p. 219.] (pal.)

1879.

F. v. Hauer, Melaphyr vom Hallstätter Salzberg. [V. geol. R.-A., p. 252—254.] (petr.)

F. v. Hochstetter, Covellin als Ueberzugspseudomorphose einer am Salzberge bei Hallstatt gefundenen keltischen Axt aus Bronze. [Sitzber. Akad., Bd. LXXIX, p. 122—129, 2 Taf.] (petr.)

1881.

F. Simony, Das Dachsteingebirge. [Zeitschr. des Deutsch. u. österr. Alpenvereins. p. 224—225.] (morph.)

1882.

E. v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der mediterranen Trias. [Abh. geol. R.-A., Bd. X.] (pal.)

1883.

E. v. Mojsisovics, Ueber die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute. [V. geol. R.-A., p. 290—293.] (strat.)

1884.

C. v. John, Ueber Melaphyr von Hallstatt und einige Analysen von Mitterberger Schiefer. [V. geol. R.-A., p. 76—77.] (petr.)

1886.

G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Paß Pyhrn bis zum Achensee. [Jb. geol. R.-A., Bd. XXXVI, p. 267.] (tekt.)

1888.

E. Sueß, Das Antlitz der Erde, II. Bd., p. 332—339. (strat.)

A. Aigner, Analogien der alpinen Salzlagerstätten. [Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, Bd. 36, p. 80—83 u. 97—101.] (petr. u. mont.)

F. M. R. v. Friese, Schlagwetterexplosionen im Hallstätter Salzbergbau im Jahre 1664. [Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, 36. Bd., p. 133—137.] (mont.)

1890.

F. Frech, Die Korallenfauna der Trias I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. [Paläontographica, Bd. 37, p. 1—116, 21 Taf.] (pal.)

A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. [Abh. geol. R.-A., Bd. XIV, p. 1—289, 41 Taf.] (pal.)

1892.

A. Aigner, Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen. [Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 40, p. 203—380, 4 Taf.] (petr. u. mont.)

L. v. Tausch, Ueber die Bivalvengattung *Conchodus* und *Conchodus Schwageri n. f*, aus der obersten Trias der Nordalpen. [Abh. geol. R.-A., Bd. XVII, 8 Seiten-3 Taf.] (pal.)

E. v. Mojsisovics, Die Hallstätter Entwicklung der Trias. [Sitzber. Akad., Bd. CI, p. 769—780.] (strat.)

1893.

E. v. Mojsisovics, Das Gebirge um Hallstatt. (Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke.) II. Teil. *Trachyostraca*. [Abh. geol. R.-A., VI. Bd., 2. Abt., p. 1—835. 130 Taf.] (pal.)

1894.

G. Geyer, Eine neue Fundstelle von Hierlatzfossilien auf dem Dachsteingebirge. [V. geol. R.-A., p. 156—162] (strat.)

E. Koken, Die Gastropoden der Schichten mit *Arcestes Studeri*. [Jb. geol. R.-A., Bd. XLIV, p. 441—458.] (pal.)

H. Kynaston, On the stratigraphical, lithological and palaeontological features of the Gosaubeds of the Gosaudistrikt in the Austrian Salzkammergut. [Quart. Journ. Geolog. Society, Bd. L, p. 130.] (strat.)

1895.

F. Simony, Das Dachsteingebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen, p. 25—34, Taf. I, III, XIX, XX, XXII. (morph.)

1896.

E. v. Mojsisovics, Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. [Sitzber. Akad., Bd. CV, p. 18—23.] (strat.)

E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. [Jb. geol. R.-A., Bd. XLVI, p. 37—126.] (pal.)

1897.

E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. [Abh. geol. R.-A., Bd. XVII, 4. H., p. 1—112, 23 Taf.] (pal.)

1898.

R. Lorenz v. Liburnau, Der Hallstätter See. Eine limnologische Studie. [Mitt. der k. k. geographischen Gesellschaft, Bd. XLI, p. 1—218.] (morph.)

J. Müllner, Die Seen des Salzkammergutes und die österreichische Traun. [Pencks Geographische Abhandlungen, Bd. VI, p. 14—17.] (morph.)

E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faziesbezirke der Trias in den Nordalpen. [Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. L, p. 703.] (strat.)

A. Aigner, Die Salzberge der Alpen am Ende des neunzehnten Jahrhunderts. [Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Bd. XLVI, p. 69—73.] (tekt. u. mont.)

J. O. Freih. v. Buschmann, Das Salz, dessen Produktion, Vertrieb und Verwendung in Oesterreich mit besonderer Berücksichtigung der Zeit von 1848—1898. (mont.)

1899.

C. v. John, Ueber Eruptivgesteine aus dem Salzkammergute. [Jb. geol. R.-A., Bd. XLIX, p. 247—258.] (petr.)

1900.

C. Diener, Die Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt. [Beiträge zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns und des Orients, XIII. Bd., p. 3—42, 3 Taf.] (pal.)

H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. [58. Jahresbericht des Museums Francisco Carolinum in Linz, p. 46—55 u. 127—128.] (strat.)

1901.

A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd., p. 312. (morph.)

A. Aigner, Die Salzlagerstätten der Alpen. [Mitt. des naturw. Ver. f. Steiermark, 38. Bd., p. 135—152.] (tekt. u. mont.)

1902.

E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke, Supplement. [Abh. geol. R.-A., Bd. VI, p. 175—356, 23 Taf.] (pal.)

A. Aigner, Der Hallstätter See und die Oedenseer Torflager in ihrer Beziehung zur Eiszeit. [Mitt. des naturw. Ver. für Steiermark, 1902, p. 403—411.] (morph.)

1903.

E. v. Mojsisovics, Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. [Bau und Bild Oesterreich-Ungarns, p. 383—391.] (tekt.)

E. Kittl, Exkursionsführer des IX. Internationalen Geologenkongresses (Wien). IV. Geologische Exkursionen im Salzkammergut, p. 59—84. (strat u. tekt.)

1904.

E. Haug und M. Lugeon, Sur l'existence, dans le Salzkammergut, des quatre nappes de charriage superposées. [Comptes rendus de l'académie des sciences, Paris, T. CXXX, p. 892—894.] (tekt.)

H. Commenda, Uebersicht der Mineralien Oberösterreichs. 2. Aufl. [XXXIII. Jahresbericht des Vereines für Naturkunde in Oberösterreich.] (petr.)

1905.

E. v. Mojsisovics, Geologische Spezialkarte 1 : 75.000. Blatt Ischl und Hallstatt samt Erläuterungen. (strat. u. tekt.)

1906

G. v. Arthaber, Die alpine Trias des Mediterrangebietes. [Lethaea geognostica II/1, p. 330 und 365—383.] (strat.)

1907.

H. Gerhart, Ueber den Melaphyr von Hallstatt. [Tschermaks mineralog. und petrogr. Mitteil., Bd. XXVI, p. 253—254.] (petr.)

1908.

J. Felix, Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. II. Teil. Die Kreideschichten bei Gosau. [Palaeontographica, Bd. LIV, p. 305—309 und 314—315.] (strat.)

E. Haug, Sur les nappes de charriage des Salzkammergut (environs d'Ischl et d'Aussee). [Comptes rendus de l'académie des sciences, Paris, Bd. CXLVII, p. 1428—1430.] (tekt.)

1909.

E. Sueß, Antlitz der Erde. III/2, p. 198 und 201—203. (tekt.)

J. O. Freiherr v. Buschmann, Das Salz, dessen Vorkommen und Verwertung in sämtlichen Staaten der Erde. 1. Bd., p. 220 und 241—245. (mont.)

1910.

C. v. John, Analyse eines Simonyites aus dem Salzbergwerk in Hallstatt. (C. v. John und C. F. Eichleiter, Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. Geologischen Reichsanstalt.) [Jb. geol. R.-A., Bd. 60, p. 749.] (petr.)

1911.

J. Nowak, Ueber den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. [Bull. de l'académie des sciences de Cracovie, p. 110.] (tekt.)

1912.

E. Haug, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. 3me partie Le Salzkammergut. [Bull. de la Soc. géol. de France, Ser. IV, T. XII p. 118—125.] (tekt.)

F. Frech, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. [Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I/1. Anhang: Paläontologie II, p. 55—66.] (pal.)

E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der *Halobiidae* und *Monotidae* der Trias. [Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I/1. Anhang: Paläontologie II, 230 Seiten, 10 Taf.] (pal.)

F. F. Hahn, Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. [V. geol. R.-A., 1912, p. 337—344.] (tekt.)

1913.

E. Spengler, Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. 3me partie. Le Salzkammergut. [Centralblatt für Mineralogie etc., p. 277.] (tekt.)

F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. [Mitteil. der Wiener geol. Gesellsch., VI. Bd., p. 347—350 u. 434—437.] (tekt.)

N. Krebs, Länderkunde der österreichischen Alpen, p. 443.

1914.

E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. [Sitzber. Akad., Bd. CXXIII, p. 278—282 und 305—328.] (tekt. u. strat.)

R. v. Görgey, Ueber die alpinen Salzgesteine. [Sitzber. Akad., Bd. CXXIII, p. 931—941.] (petr.)

1915.

F. Heritsch, Handbuch der regionalen Geologie. II/5. Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen), p. 77. (tekt.)

G. Geyer, Bemerkung über das Tertiär bei der Roßalpe. [V. geol. R.-A., p. 131.] (strat.)

N. Krebs, Die Dachsteingruppe. [Zeitschrift des Deutsch. und österr. Alpenvereins, Bd. 46, p. 5—24.] (morph.)

1916.

E. Spengler, Die Plassengruppe im Salzkammergut. [V. geol. R.-A., p. 73—74.] (tekt.)

1918.

E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautals im Salzkammergut. [V. geol. R.-A., p. 130—140.] (morph.)

E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. [Mitteil. der Wiener geologischen Gesellschaft 1918.] (tekt.)

III. Erforschungsgeschichte der Plassengruppe von den ältesten Anfängen bis Hauer (1846).

Die ältesten Angaben über die geologischen Verhältnisse der Plassengruppe finden wir im Jahre 1802 bei Leopold v. Buch[1]). Der scharfen Beobachtungsgabe des berühmten Forschers ist es nicht entgangen, daß hier der Kalkstein eine größere Rolle spielt als in dem außeralpinen Flötzgebirge: „Alle in weniger gebirgigen Gegenden so ausgezeichnet und deutlich aufeinanderfolgende Schichten scheinen hier in dieser einzigen vereinigt zu sein und wenngleich von anderen noch immer Spuren vorkommen, so ist es diese doch allein, die den Charakter einer Gebirgsart behauptet, der zu groß ist, als daß nicht dagegen alles übrige als Lager erscheinen sollte, welche ihr untergeordnet sind[2])“. Auch wird bereits ein Versuch gemacht, diese Kalkmassen zu gliedern, und zwar nach der Farbe; die roten Kalke seien mehr auf die Tiefe der Täler, die weißen auf die höheren Teile des Gebirges beschränkt[3]); erklärt wird diese Erscheinung dadurch, daß die die Färbung hervorrufenden nachträglich infiltrierten Metallösungen infolge ihres Gewichtes nicht bis auf die höchsten Bergeshöhen aufsteigen konnten. Daß insbesonders die roten Kalke, wenn auch selten, Versteinerungen führen, wußte Buch gleichfalls; er erwähnt „ein Lager von dicht aufeinander gedrängten Pectiniden“ am Leopoldiberg zu Hallstatt (zweifellos eine Bank mit *Monotis salinaria*). „Orthoceratiten, Strombiten, Bucciniten, Asterien“ in der Sammlung des Herrn Kontrolleur Gluck, Ammoniten, Nautiliden und einige andere Versteinerungen in der des Unterbergmeisters Franz Steinkogel auf dem Hallstätter Salzberg. Die Versteinerungen des Sommerau- und Steinbergkogels sind eben so auffallend, daß sie schon in alter Zeit von den Bergleuten gesammelt wurden. Den vielfachen Wechsel in der Fallrichtung des sehr deutlich gebankten Dachsteinkalkes und insbesonders die wundervollen Faltungen der Echernwand erklärt er durch rasche und unregelmäßige Hebung des Gebirges. Besonderes Interesse widmet Buch natürlich dem Salzlager: er beschreibt genau das Haselgebirge und seine Mineraleinschlüsse; die Erklärungen, die er für die Entstehung und für die intensive Faltung des Salzlagers und dessen eigentümliche Lage in dem beim Rudolfsturm steil gegen den Hallstätter See abbrechenden Hochtale gibt, konnten bei dem damaligen Stande der Wissenschaft nicht vollkommener sein und sind durchaus frei von Phantastereien. Ueber das Alter der Salzlager sagt Buch folgendes[4]): „Bei allen ist es also sichtbar, wie sie in dieser hier alles einschließenden Gebirgsart (nämlich dem Kalkstein) liegen, zu einer Formation mit ihr gehören, neuer

---

[1]) L. v. Buch, Geognostische Uebersicht des österreichischen Salzkammergutes. Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. Berlin 1802, p. 135—180.

[2]) L. v. Buch, l. c., p. 146.

[3]) Dies ist eine ganz richtige Beobachtung, da die bunten Hallstätter Kalke vorzugsweise in geringerer Tiefe auftreten, während der weißgraue Dachsteinkalk die höchsten Spitzen des Dachsteingebirges zusammensetzt.

[4]) L. v. Buch, l. c., p. 153.

sind als die großen, weitverbreiteten Steinkohlenmassen der flachen Länder, und älter, als der mächtige ältere (soolführende) Gips, der zwischen dem Zechstein und dem neueren feinkörnigen Sandstein liegt". Wenn letzteres auch nicht ganz richtig ist, so hatte er doch bereits eine annähernd korrekte Vorstellung von dem stratigraphischen Alter des Haselgebirges. Die das Salzlager unter-, beziehungsweise überlagernden Kalkmassen werden infolgedessen allerdings der Steinkohlenformation, beziehungsweise dem „alten Gyps", also nach unserer heutigen Ausdrucksweise dem Karbon und Perm parallelisiert; wie man sieht, hat Buch nicht einmal noch den Versuch unternommen, auf Grund der Vergleichung der Versteinerungen eine Altersbestimmung vorzunehmen.

In den folgenden 18 Jahren ist keine Arbeit über unsere Gebirgsgruppe zu verzeichnen, erst in Bucklands Uebersicht über die Struktur der Alpen [1]) (1821) sind wieder einige Bemerkungen über die Umgebung von Hallstatt enthalten. Er sagt, daß der Alpenkalk alle Formationen vom Magnesian-limestone (Zechstein) bis zum Chalk (Oberkreide) umfaßt. Die Ammoniten von Hallstatt gehören dem Lias, Gips und Salz dem Zechstein, der rote Mergelsandstein von Hallstatt (Werfener Schiefer im heutigen Sinne) dem neuen roten Sandstein an.

Auch in A. Boués [2]) Arbeit: Mémoire sur les Terrains secondaires du versant Nord des Alpes (1824)" finden sich nur einige Andeutungen über den Hallstätter Salzberg. Den Alpenkalk identifiziert Boué im allgemeinen mit dem deutschen Muschelkalk. Allerdings hat Boué dieses annähernd richtige Alter der Gesteine damals nur erraten, da das fossile Material zu einer sicheren Vergleichung noch viel zu geringfügig war; die Folge davon war, daß diese Altersbestimmung von den Forschern, die ihm unmittelbar folgten, nicht anerkannt wurde.

Von höchster Wichtigkeit für die geologische Erforschung sowohl der Plassengruppe als der Kalkalpen überhaupt sind die Jahre 1827—1832.

Die nächste ausführliche geologische Beschreibung der Plassengruppe liefert Ch. Keferstein [3]) (1828). Der Verfasser schildert eine Wanderung Hallstatt—Gangsteig—Salzberg—Dammhöhe—Plankenstein—Gosau. Für die Bildung des Salzlagers stellt er die abenteuerliche Hypothese auf, daß das Salz und der Gips keinen Absatz aus dem Meerwasser darstellt, sondern durch eine Art Atmungsprozeß im Ton selbst entstanden ist. Als Beweis dafür führt er die angebliche Beobachtung an, daß sich ausgelaugte Haselgebirgspartien mit der

---

[1]) Buckland, W., Ueber die Struktur der Alpen und des angrenzenden Landes. Annals of philosophy 1821, p. 450.

[2]) Boué, A., Mémoire sur les terrains secondaires du versant Nord des Alpes (Annales des mines IX. 1824, p. 508).

[3]) Keferstein, Ch., Beobachtungen und Ansichten über die geognostischen Verhältnisse der nördlichen Kalkalpenkette in Oesterreich und Bayern, gesammelt auf einer Reise im Sommer 1827. Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt. 5. Band, p. 466—480

Zeit von neuem mit Salz füllen; eine Auflösung durch Wasser und einen Neuabsatz glaubt er wegen der Wasserundurchlässigkeit des Tones nicht annehmen zu dürfen.

In stratigraphischer Hinsicht unterscheidet er hier ebenso wie in den ganzen nördlichen Kalkalpen: 1. die Sandsteinformation (sämtliche alpine Sandsteine enthaltend, also Werfener Schiefer und Gosauschichten in unserem Sinne), die er dem Wiener Sandstein und dem Flysch der Schweizer gleichstellt. Der oberen Abteilung der Sandsteinformation gehört auch das Salzlager an. 2. Der Alpenkalk. Da die Sandsteinformation in der Tiefe des Gosautales und anderer Alpentäler erscheint, der Alpenkalk aber die Höhen der Berge einnimmt, wird eine Ueberlagerung [1]) der Sandsteinformation durch den Alpenkalk und somit ein höheres Alter der ersteren angenommen. Die vermeintliche Ueberlagerung der Sandstein- durch die Kalksteinformation in der Plassengruppe wird auch in einem sehr primitiv gezeichneten Profil dargestellt [2]). Keferstein versucht ferner [3]) durch genaue Vergleichung der Fossilien eine Parallelisierung mit der bereits sichergestellten Stratigraphie anderer Länder, was einen bedeutenden methodischen Fortschritt gegenüber Buch und Buckland bedeutet. Daß er bei seiner Hypothese der Ueberlagerung der Sandstein- durch die Kalksteinformation zu dem eigentümlichen Resultat gelangt, daß die gesamten Gesteine der nördlichen Kalkzone der Kreideformation entsprechen, zeugt nur für den guten paläontologischen Blick Kefersteins, da er den kretazischen Charakter der Gosauversteinerungen bereits ganz richtig erkannt hat [4]), während ja bekanntlich die Versteinerungen des Alpenkalkes viel schwerer mit denen außeralpiner Gebiete zu vergleichen sind.

Im Jahre 1828 beschreibt Lill v. Lilienbach [5]) ausführlich die Salzlager von Dürrenberg und Aussee und fügt nur einige Bemerkungen über den Hallstätter Salzberg an. Er erwähnt die Kalkeinschlüsse im Haselgebirge (p. 752), nennt einige Versteinerungen des Alpenkalkes bei Hallstatt (p. 759): „*Pectinites salinarius*, Ammoniten, Belemniten, Milleporen und Alzyonien“ und führt eine große Anzahl von Fossilien aus dem Sandstein und Mergel von Gosau an (p. 767). Doch in stratigraphischen Fragen drückt er sich äußerst vorsichtig aus, hält zwar (wenigstens teilweise) mit Keferstein an der Ueberlagerung der Gosauer Sandsteine durch dichte Alpenkalke fest, aber deutet doch an, daß nach seiner Meinung der Lias [6]) eine Hauptrolle in den Gesteinen der Kalkzone spielt.

---

[1]) Es ist dies die gleiche flüchtige Beobachtung, die 76 Jahre später Haug und Lugeon zur Hypothese der Gosaufenster geführt hat.

[2]) Keferstein, l. c., p. 478.

[3]) Keferstein, l. c., p. 546—552.

[4]) Später bezeichnet er die gesamten Gebilde der Kalk- und Flyschzone (im heutigen Sinne) als die dem außeralpinen Kreidegebirge gleichaltrige Flyschformation (Leonhards Jahrbuch für Mineralogie, 1831, p. 412).

[5]) Lill v. Lilienbach, Allgemeine Lagerungsbeziehungen der Steinsalzlagerstätten in den Alpen. Leonhards Jahrbuch f. Mineralogie, 1828, p. 747—776.

[6]) Dazu wird er vor allem durch das Vorkommen einer *Gryphea* in den Gosauschichten verleitet, die er für *Gryphea arcuata* hält.

Das große Verdienst aber, erkannt zu haben, daß die von Keferstein angenommene Ueberlagerung der „Sandsteinformation“ durch die „Kalksteinformation“ unrichtig ist und daß gleichzeitig die „Sandsteinformation“ zwei sehr stark verschiedene Gebilde, den Buntsandstein, der älter, und die Gosauschichten, die jünger als der Alpenkalk sind, enthält, gebührt Lill v. Lilienbach, A. Boué und den englischen Forschern Sedgwick und Murchison bei ihren unabhängig voneinander unternommenen Forschungen in den Jahren 1829 und 1830.

Sedgwick und Murchison gaben in ihrer ersten Mitteilung[1]) als Ergebnis der Reise von 1829 eine Detailgliederung der Gosauschichten, die — von einigen kleinen Irrtümern abgesehen — heute noch gilt. Sie stellen aber die Schichten von Gosau ins Tertiär.

In ihrer großen Ostalpenarbeit[2]), der eine zweite Reise ins Gosautal im Jahre 1830 vorangeht, folgen Sedgwick und Murchison, der von Lill v. Lilienbach in seinem vorzüglichen Kalkalpenquerschnitt[3]) von Werfen nach Teisendorf aufgestellten Gliederung des Alpenkalkes in eine 1. untere Gruppe des Alpenkalkes, 2. schiefrig-sandsteinartige Gruppe des Alpenkalkes, 3. obere Gruppe des Alpenkalkes[4]) und halten auch ebenso wie Lill aus petrographischen Gründen ein jurassisches Alter des Alpenkalkes für wahrscheinlich. Dem Becken von Gosau widmen sie eine eingehende Detailbeschreibung und geben ein O-W-Profil durch die Plassengruppe[5]). Aus Profil und Beschreibung geht bereits klar hervor, daß die Verfasser eine diskordante Auflagerung (p. 355) der Gosauschichten auf den Alpenkalken annahmen und daß ihnen auch schon die geringe Störung der Gosauschichten im Vergleich mit dem Alpenkalk bekannt war (p. 354). Betreffs des Alters der Gosauschichten nehmen sie nunmehr an, daß diese in zwei Abteilungen zerfallen, von denen die älteren, die Grünsande[6]) an der Westseite der Plassengruppe und die Hippuritenkalke des Balvenstein (= Gschröffpalven) noch mesozoisch sind, während die übrigen Gosauschichten bereits dem ältesten Tertiär angehören, in dem sich Hippuriten auf sekundärer Lagerstätte befinden.

---

[1]) Sedgwick, A. und Murchison, R., Proceed. of the geolog. Society 1829, p. 153—155.

[2]) Sedgwick, A. und Murchison, R., A sketch of the structure of the Eastern Alps. Transactions of the Geological Society. 2 Ser., Vol. III. London 1831.

[3]) Lill v. Lilienbach: Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen. Leonhard und Broms Jahrbuch für Mineralogie 1830, p. 153.

[4]) Die „untere Gruppe des Alpenkalkes“ in Lills Profil entspricht im wesentlichen der Triasserie der tirolischen Einheit im heutigen Sinne, die mittlere Gruppe dem sandig-mergeligen Neokom des Roßfeldes und dem Haselgebirge von Hallein, die „obere Gruppe des Alpenkalkes“ der (wie wir heute wissen, tektonisch) darüber liegenden juvavischen Triasserie der Roßfeld-Deckschollen und des Untersberges. Wie die modernsten Untersuchungen gezeigt haben, sind in dieser Hinsicht die Lagerungsverhältnisse von Lill richtiger erfaßt worden als von Bittner und Fugger, weil ersterer ganz unbefangen von jeglicher theoretischen Vorstellung an die Untersuchung gegangen ist. Ueber die Plassengruppe enthält Lills Arbeit nur die Bemerkung, daß das Salzlager von Hallstatt eine in die untere Gruppe des Alpenkalkes eingeschaltete, stockförmige Masse darstellt (p. 182).

[5]) Sedgwick und Murchison, l. c. Taf. XXXVI, Fig. 10.

[6]) Was unter dem „Grünsand“ gemeint ist, ist nicht ganz klar. Vermutlich die westfallenden Gosauschichten bei der Veitenhütte.

Unabhängig von den beiden Engländern hat A. Boué[1]) im Jahre 1829 das Gosautal untersucht. Auch er gibt eine genaue Detailbeschreibung; der letzte Zweifel über die Auflagerung der Gosauschichten auf dem Alpenkalk erscheint behoben, als er im oberen Brieltal den Auflagerungskontakt wunderbar aufgeschlossen findet, den er auch — allerdings sehr schematisch — abbildet[2]). Im Gegensatz zu Sedgwich und Murchison hält er die Gosauschichten für älter und parallelisiert sie mit dem Grünsand. Hingegen betrachtet Klipstein[3]) die Gosauschichten für eine Bildung, die der Tertiärformation angehört, aber Kreideversteinerungen auf sekundärer Lagerstätte führt. Die Plassengruppe wird in seiner Arbeit nur insofern berührt, als er die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Hallstätter Sees[4]) schildert.

Wie aus den letztbesprochenen Arbeiten hervorgeht, war man sich im 4. Jahrzehnt des 19. Jahrhunderts bereits soweit über das Alter der Gosauschichten im Klaren, daß man nur mehr zwischen Oberkreide und Tertiär schwankte; das Alter des „Alpenkalkes" hingegen war noch gänzlich unsicher und es wurden daher darüber noch sehr weit voneinander abweichende Meinungen laut. Wie wir gesehen haben haben, hält Lill ein jurassisches Alter für am wahrscheinlichsten; Bronn[5]) kam bei der Untersuchung der von Lill gesammelten Versteinerungen zu dem Resultat, daß der untere Alpenkalk sowohl Orthoceratiten und andere Versteinerungen des „Uebergangskalkes" (Paläozoikums) als solche des Lias (Ammoniten) enthalte, während die mittlere schiefrig-sandige Gruppe (Roßfeldschichten in unserem Sinne) dem Lias oder Jura entsprechen soll. Eine ganz merkwürdige Meinung über die stratigraphische Stellung äußert Quenstedt 1845 in einem Briefe an Bronn[6]). Er hatte bei seiner Reise ins Salzkammergut die Ammoniten gesehen, die Bergmeister Ramsauer am Someraukogel brechen ließ und die damals schon ebenso wie heute in Bad Ischl in poliertem Zustande als Briefbeschwerer verkauft wurden. Er glaubt nun in diesen Formen Arten des französischen Neokoms (!) zu erkennen und ist daher geneigt, die Kalke für Unterkreide zu halten, in der paläozoische Formentypen (Orthoceren) von neuem erscheinen. Doch Bronn macht bereits in einigen Fußnoten auf die Unwahrscheinlichkeit der Quenstedt'schen Ansicht aufmerksam.

---

[1]) A. Boué, Description de divers gisements intéressants des fossiles dans les Alpes autrichiennes. Mém. géol. et paléont. I. (1832), p. 196—205.

[2]) A. Boué, l. c., Taf. I, Fig. 4 und p. 203.

[3]) A. v. Klipstein, Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen, p. 24.

[4]) A. v. Klipstein, l. c., p. 20, 21.

[5]) Bronn, H., Die Versteinerungen des Salzatales. Leonhard und Bronn, Jahrbuch für Mineralogie, 1832, p. 150.

[6]) Leonhard und Bronn, Jahrbuch für Mineralogie, 1845, p. 681—684.

IV. Stratigraphischer Teil.

A. Erforschungsgeschichte der Stratigraphie der Plassengruppe von Hauer (1846) bis zur Gegenwart.

1. Trias.

Eine richtige Vorstellung über die stratigraphische Stellung des Alpenkalkes konnte erst gewonnen werden, als man die Ammonitenreste der Hallstätter Kalke systematisch zu untersuchen begann. Dieser Aufgabe unterzog sich Franz v. Hauer in mehreren Arbeiten [1]) (1846—1860), nachdem bereits L. v. Buch und A. Quenstedt einzelnen Formen Namen gegeben, sie aber weder beschrieben, noch abgebildet hatten.

Die meisten der in diesen Arbeiten beschriebenen Ammoniten und Nautiliden stammen vom Somerau- und Steinbergkogel in der Plassengruppe. In der ersten Arbeit (1846) beschreibt Hauer bereits die Unterlagerung der „Cephalopodenschichten" (Hallstätter Kalke des Someraukogels) durch den „grauen geschichteten Kalkstein mit Isocardia" (Dachsteinkalk der Echernwand), vergleicht das Profil bei Hallstatt mit dem bei Bleiberg, gibt aber noch keine Parallelisierung mit außeralpinen Bildungen. So ist es möglich, daß Haidinger auf seiner geologischen Uebersichtskarte von Oesterreich (1847) nur Alpenkalk ausscheidet und Morlot in den Erläuterungen zur „geologischen Uebersichtskarte der nordöstlichen Alpen" (1848) den Alpenkalk noch immer als Jurakalk bezeichnet und nur vermutungsweise bemerkt (p. 126), daß auch Trias in ihm enthalten sein könnte.

Den nicht nur für unsere Gebirgsgruppe, nicht nur für das ganze Salzkammergut sondern auch für die gesamten Kalkalpen entscheidenden Schritt hat F. v. Hauer 1847 gewagt [2]) und im Jahre 1850 in der ersten Arbeit [3]) im Jahrbuch der neugegründeten Geologischen Reichsanstalt in Wien näher ausgeführt, nämlich die Erkenntnis ausgesprochen, daß der Alpenkalk zum größten Teil der Trias entspricht. Es ist dies ein so bedeutender Fortschritt, daß er mit Recht als einer der wichtigsten Marksteine in der Geschichte der Alpengeologie bezeichnet werden muß. Die Beobachtungen in der Plassengruppe haben sehr viel zu dieser Erkenntnis beigetragen. Die in der Arbeit über die Cephalopoden der Metternich'schen Sammlung aufgestellte Gliederung erfährt jetzt eine Parallelisierung mit außeralpinen Sedimenten:

---

[1]) F. v. Hauer, Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung seiner Durchlaucht, des Fürsten v. Metternich. Wien 1846. — F. v. Hauer, Neue Cephalopoden von Hallstatt und Aussee. Haidingers paläontologische Abhandlungen. III. Bd. 1849. — F. v. Hauer, Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. Denkschriften der Wiener Akademie. IX. Band (1855), p. 141. — F. v. Hauer, Nachträge zur Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. Sitzungsber. der Wiener Akademie. XLI (1860), p. 113.

[2]) F. v. Hauer, Haidingers Berichte. III. Bd., p. 480.

[3]) F. v. Hauer, Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der Alpen zwischen Wien und Salzburg. Jahrb. der Geol. R.-A. 1850 (I), p. 17-60. — F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der geschichteten Gebirgsbildungen in den östlichen Alpen und in den Karpathen (Sitzungsber. der Wiener Akademie 1850, p. 274).

Cephalopodenschichten des Sommeraukogels = oberer Muschelkalk; grauer, geschichteter Kalkstein mit *Cardium triquetrum* [1]) = unterer Muschelkalk.

Doch deutet Hauer auch schon die Möglichkeit an, daß in den Cephalopodenschichten auch Keuper enthalten sein kann [2]): „Uebrigens wäre es sehr wohl möglich, daß unsere Schichten eine andere Fazies des Keupers vorstellen, und daß sie gleichzeitig mit den Schichten dieser Formation, die durch ihre vielen Pflanzen auf ein nahes Festland deutet, aber in einem offenen Meere abgesetzt wurde."

Im Sommer 1852 wurde unser Gebiet zum erstenmale von der Geologischen Reichsanstalt kartiert, und zwar wurde M. V. Lipold als Leiter der III. Sektion in Gemeinschaft mit H. Prinzinger mit dieser Aufgabe betraut [3]). Lipold gelangte bei dieser Gelegenheit im Gegensatz zu Hauer zu der bemerkenswerten Ansicht, daß die „Alpenkalke, welche die Dachsteinbivalve enthalten" dem Lias angehören [4]), da nach seiner Ansicht die Hierlatzkalke darunter einfallen. Doch versteht Lipold, wie sich aus dem Profil Dachstein—Lahn ergibt [5]), unter den Kalken mit der Dachsteinbivalve keineswegs den ganzen Dachsteinkalk im heutigen Sinne, sondern nur die Megalodontenbänke, von denen er zufällig nur diejenigen kennen lernte, die (orographisch) höher liegen als die Hierlatzschichten. Seine Ansicht ist also von der 44 Jahre später durch Mojsisovics im „chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes" ausgesprochenen Hypothese nicht wesentlich verschieden.

Als Hauer daher im Jahre 1853 abermals ein Bild über unsere Kenntnis der alpinen Triasgebilde gibt [6]), hat sich das Bild, das die Formation bietet, recht beträchtlich gegenüber der Darstellung im Jahre 1850 geändert: Hauer gibt jetzt folgende Schichtfolge:

Dachsteinkalk = Unt. Lias
Hallstätter Schichten = Ob. Muschelkalk
Guttensteiner Schichten = Unt. Muschelkalk
Werfener Schichten = Buntsandstein.

Die Zugehörigkeit der Salzlager zu den Werfener Schichten wird jetzt mit Sicherheit ausgesprochen; wieder waren es vor allem die Untersuchungen am Hallstätter Salzberg, die Hauer und Sueß im Sommer 1853 zu diesem wichtigen Ergebnis führten. Den Dachsteinkalk rechnet Hauer jetzt ebenso wie Lipold zum Lias; die Beobachtung von E. Sueß, daß am Sommeraukogel der Hallstätterkalk zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge liegt [7]), ist nach

---

[1]) Die Dachsteinbivalve wird 1850 von Hauer nicht mehr als Isocardia wie im Jahre 1846, sondern (Catullo folgend) als *Cardium triquetrum* angeführt.

[2]) F. v. Hauer, Jahrbuch der Geol. R.-A., 1850, p. 38.

[3]) M. V. Lipold, Bericht über die Arbeiten der Sektion III. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1852, H. 4, p. 70.

[4]) M. V. Lipold, Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1852, H. 4. p. 90.

[5]) M. V. Lipold, Jahrbuch der Geol. R.-A., 1852, Taf. II.

[6]) F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der Trias, Lias und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1853, p. 715.

[7]) Dadurch erscheint das im Jahre 1846 durch Hauer festgestellte Profil auf den Kopf gestellt; wir wissen heute, daß die ursprüngliche Vorstellung Hauers über die Lagerungsverhältnisse die richtige war.

Hauer ein Beweis für die Ueberlagerung des Hallstätter Kalkes durch Dachsteinkalk.

Während bisher nur die Cephalopoden der Hallstätter Kalke von Hauer bearbeitet wurden, fanden nun auch die Brachiopoden durch E. Sueß[1]), die Gastropoden und Acephalen durch M. Hoernes[2]) die Korallen durch A. E. Reuß[3]) eine erste Bearbeitung.

Im folgenden Dezennium ruhte die Forschung in den Triasgesteinen der Plassengruppe fast vollständig; sie war daher für die in diesen Jahren erzielten Fortschritte der alpinen Triasstratigraphie ohne Bedeutung. Sie rückte erst dann wieder in den Mittelpunkt des Interesses, als E. v. Mojsisovics im Sommer 1866, anfangs in Gemeinschaft mit E. Sueß, seine bis 1902 dauernden Studien über die Hallstätter Kalke begann.

Mojsisovics war von Anfang an bestrebt, den bisher als „Hallstätter Schichten" zusammengefaßten Komplex in Unterabteilungen und Zonen zu gliedern. Die ersten Ansätze zu solchen Versuchen finden wir bereits bei F. v. Hauer und A. v. Dittmar. F. v. Hauer schreibt schon 1847[4]): „Auffallend ist es, daß . . . eine weit größere Uebereinstimmung herrscht zwischen Aussee und den genannten Punkten (nämlich Bleiberg und St. Cassian), als zwischen ihnen und Hallstatt, ja sogar eine größere als zwischen den so nahegelegenen Orten Aussee und Hallstatt." A. v. Dittmar bemerkt 1866[5]): „ . . daß wir wenigstens einem Teil der Fauna vom Someraukogel ein Niveau vindizieren können, welches höher liegt als die Gastropodenschichten vom vorderen Sandling," Beide Forscher haben also bereits die Unterschiede zwischen karnischer und norischer Stufe (im heutigen Sinne) geahnt.

Mojsisovics nun gibt die erste Triasgliederung im Jahre 1869[6]). Dieser Versuch ist zwar als vollständig verunglückt zu bezeichnen und bedeutet, wie Zittel[7]) richtig bemerkt, einen Rückschritt gegenüber früheren Arbeiten; trotzdem aber ist es für einen Kenner des Salzkammergutes durchaus verständlich, daß Mojsisovics zu dieser Gliederung kommen mußte. Denn da damals Ueberschiebungen noch völlig unbekannt waren, mußte Mojsisovics die zu verschiedenen, übereinandergeschobenen Schichtpaketen gehörigen Schichtglieder als einheitliche Schichtfolge aufeinander aufbauen. Das wichtigste, bleibende Resultat dieser Arbeit ist die scharfe Gliederung

---

[1]) E. Sueß, Die Brachiopoden der Hallstätter Schichten. Denkschriften der Wiener Akademie. IX. Bd. (1855), p. 27.

[2]) M. Hoernes, Die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. Denkschriften der Wiener Akademie. IX. Bd. (1855), p. 33.

[3]) A. E. Reuß, Ueber zwei Polyparien aus den Hallstätter Schichten. Denkschr. der Wiener Akademie. IX. Bd. (1855), p. 167. — A. E. Reuß: Zwei neue Anthozoen aus den Hallstätter Schichten. Sitzungsber. der Wiener Akademie. LI. Bd. (1865), p. 381.

[4]) F. v. Hauer, Neue Cephalopoden aus dem roten Marmor von Aussee. Haidingers naturwissenschaftl. Abhandl. I. (1847), p. 276, 277.

[5]) A. v. Dittmar, Zur Fauna der Hallstätter Kalke. Beneckes geognostisch-paläontologische Beiträge. I. Bd., p. 339.

[6]) E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. XIX (1869), p. 91.

[7]) K. v. Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie, p. 639.

der Hallstätter Kalke in die karnische und norische Stufe, wobei allerdings die Einschaltung der norischen unter die karnische Stufe einen Rückschritt gegenüber Dittmar bedeutet. Der Typus der norischen Hallstätter Kalke mit *Ammonites Metternichi* ist der Kalk des Someraukogels; die Unterlagerung desselben durch die Zlambachschichten wird gleichfalls hauptsächlich auf Grund einer Beobachtung im Plassenstock angenommen, nämlich deshalb, weil der Someraukogel scheinbar von den Zlambachmergeln des Lauterbaches unterlagert wird [1]).

Eine Entdeckung, die für die Stratigraphie der alpinen Trias von hervorragendster Bedeutung war, machte Mojsisovics im gleichen Jahre in der Plassengruppe. Die Aufsammlungen, die im Auftrage von Mojsisovics der Hallstätter Sammler Roth im Sommer 1868 vorgenommen hatte, haben ergeben, daß die roten Cephalopodenkalke bei der Schreyeralm eine typische Muschelkalkfauna [2]) führen; als „Schichten mit *Arcestes Studeri* [3])“, später als „Schreyeralmkalke“ wurden sie zum Typus der Cephalopodenfazies des alpinen Muschelkalkes. Außerdem wurden im gleichen Sommer eine neue Fundstätte von norischen Hallstätter Kalk am Taubenstein und von Zlambachschichten zwischen dem Somerau- und Steinbergkogel aufgefunden [4]).

Wir sehen also, daß um 1870 bereits fast sämtliche Fossilfundpunkte in der Trias des Plassenstockes bekannt waren, die man heute kennt. Nur die Muschelkalkfundstätte der Schiechlinghöhe wurde erst 1886 [5]) ausgebeutet; da sie aber stratigraphisch vollständig mit der Schreyeralpe übereinstimmt, hatte dieser Fund keine Aenderung der Stratigraphie zur Folge.

Nun folgte die Zeit, in der Mojsisovics und einige andere Forscher das überaus reiche, an diesen verschiedenen Fundstätten hauptsächlich durch eifrige Sammlertätigkeit erhaltene Material nach modernen Gesichtspunkten und mit möglichst enger Fassung der Arten zu bearbeiten und in umfangreichen paläontologischen Monographien darzustellen begannen, eine Arbeit, die sich naturgemäß auf einen sehr langen Zeitraum erstreckte. Die Cephalopoden des Somerau- und Steinbergkogels sowie des Taubensteins beschrieb Mojsisovics

---

[1]) Mojsisovics schreibt in der Notiz „Umgebungen von Hallstatt“. Verhandl. der Geol. R.-A., 1868, p. 297: „Die am Hallstätter Salzberge selbst zutage anstehenden Zlambachschichten lassen sich von dem Somerau- und Himbeerkogel herum bis auf die Klausalm verfolgen, wo dieselben unter Hallstätter- und Plattenkalken untertauchen.“ Diese ist eine der Beobachtungen, die Haug später zu seiner Gliederung in eine „nappe du Sel“ und eine „nappe du Hallstatt“ geführt haben. Siehe p. 116.

[2]) E. v. Mojsisovics, Ueber cephalopodenführende Muschelkalke im Gosautale. Verhandl. der Geol. R.-A., 1869, p. 374. — E. v. Mojsisovics, Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna des alpinen Muschelkalkes (Zone des *Arcestes Studeri*). Jahrb. der Geol. R.-A., 1869, p. 567.

[3]) Der „*Arcestes Studeri*“ der Schreyeralm wurde 1882 von Mojsisovics in die 3 Arten: *Ptychites flexuosus, Ptychites acutus* und *Ptychites indistinctus* zerlegt.

[4]) E. v. Mojsisovics: Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergut. Verhandl. der Geol. R.-A., 1869, p. 375.

[5]) Verhandl. der Geol. R.-A., 1887, Jahresbericht des Direktors, p 4.

im „Gebirge um Hallstatt[1])“, diejenigen der Schreyeralm in den „Cephalopoden der mediterranen Trias“[2]), während diejenigen der Schiechlinghöhe von C. Diener[3]) bearbeitet wurden. Die Gastropoden sämtlicher Fundorte fanden in E. Koken[4]), die Lamellibranchiaten (und zwar nur die Aviculiden!) in E. v. Mojsisovics[5]) und neuerdings in E. Kittl[6]), die Brachiopoden in A. Bittner[7]), die Anthozoen endlich in F. Frech[8]) ihre Bearbeiter.

Es kann natürlich hier nicht meine Aufgabe sein, die mannigfachen, einander vielfach widersprechenden Gliederungsversuche der Hallstätter Kalke anzuführen, die Mojsisovics als Resultate seiner Bearbeitung der Cephalopoden veröffentlichte und die schließlich zu der heftigen Diskussion mit A. Bittner führten, da es sich hier nur darum handelt, die Bedeutung des Plassenstockes für die Erforschung der alpinen Trias darzustellen.

Mojsisovics gebührt ferner das Verdienst, als erster darauf hingewiesen zu haben, daß Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk nicht derselben Schichtfolge angehören, sondern gleichaltrige, heteropische Fazies der oberen Trias sind, eine Erkenntnis, die der Ausgangspunkt der modernen tektonischen Auffassung der Plassengruppe ist. Während Mojsisovics im Jahre 1869[9]) noch Hallstätter- und Dachsteinkalk zu einer Schichtfolge aufeinanderschichtet, erscheinen bereits im Jahre 1874[10]) der Dachstein und der Hallstätter Salzberg in zwei getrennten, gleichaltrigen, aber faziell verschiedenen stratigraphischen Säulen, wenn auch noch nicht mit der heute gültigen Schichtfolge. Noch schärfer erscheinen die beiden Faziesgebiete 1883 in dem Bericht „Ueber die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute[11])“ getrennt, wo der Dachstein zu dem 3., der Hallstätter Salzberg zu dem 4. heteropischen Distrikte gehören. Letzterer wurde 1892 zum erstenmal von Mojsisovics als „Hallstätter Entwicklung“[12]) bezeichnet, ersterer als „Dachstein-Entwicklung“.

---

[1]) Abhandl. der Geol. R. A., VI. Bd. (1873, 1875, 1893, 1902).

[2]) Abhandl. der Geol. R.-A., X. Bd. (1882).

[3]) C. Diener, Die Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt. Beiträge zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns und des Orients. XIII. (1900).

[4]) E. Koken, Die Gastropoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. der Geol. R.-A., XVII. Bd. (1897).

[5]) E. v. Mojsisovics, Ueber die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. Abhandl. der Geol. R.-A., VII. Bd. (1874).

[6]) E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der *Halobiidae* und *Monotidae* der Trias. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie der Umgebung des Balatonsees. II. Bd. (1912).

[7]) A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A. XIV. Bd. (1890).

[8]) F. Frech, Korallenfauna der Trias. I. Korallen der juvavischen Triasprovinz. Paläontographica XXXVII. Bd. (1890).

[9]) E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1869. Tabelle zw. p. 128 und 129.

[10]) E. v. Mojsisovics, Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1874, p. 122.

[11]) E. v. Mojsisovics, Ueber die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergut. Verhandl. der Geol. R.-A., 1883, p. 291, 292.

[12]) E. v. Mojsisovics, Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzungsber. der Wiener Akademie, 1892, p. 769

Unsere heute gültige Anschauung über die Gliederung der Hallstätter Entwicklung ist im Exkursionsführer von E. Kittl[1]) und in der „*Lethaea geognostica*“ von G. v. Arthaber[2]) niedergelegt. Es ist dies die zuerst von D. Stur 1871[3]) teilweise richtig erkannte, von Mojsisovics 1892[4]) aufgestellte und mit der Bittnerschen Nomenklatur[5]) versehene Gliederung. Die in den letzten Arbeiten von Mojsisovics angenommenen paläontologischen Zonen und Unterstufen werden mit Recht aufgelassen, da sie meist nur von einer oder einer sehr geringen Anzahl von Lokalitäten bekannt sind. Nach Kittl und Arthaber treten (abgesehen von den Schreyeralmkalken) nur folgende Stufen fossilführend in der Plassengruppe auf:

Obernorisch: Steinbergkogel
unternorisch: beide Fundstätten des Someraukogels,

während der Taubenstein fast durchwegs persistente norische Typen enthält.

Nach diesem kurzen Ueberblick über die Erforschungsgeschichte der Hallstätter Entwicklung erübrigt nur noch einige Worte über die stratigraphische Erforschung des Dachsteinkalkes und des Haselgebirges unseres Gebietes anzufügen.

Die richtige stratigraphische Stellung des Dachsteinkalkes als Schichtglied der oberen Trias wurde erst 1862 von C. W. Gümbel[6]) durch seine Untersuchungen der „Dachsteinbivalve“ erkannt; denn noch 1857 rechnen Hauer und Sueß[7]) im geologischen Alpenquerschnitt Passau—Duino den Dachsteinkalk zum Lias. Da das Echerntal eines der wichtigsten Fundorte der Dachsteinbivalve ist, haben auch zu dieser Erkenntnis die Aufschlüsse der Plassengruppe einen wesentlichen Beitrag geleistet.

Es würde nicht im Plane dieser Arbeit liegen, die in der Folgezeit von verschiedenen Autoren geäußerten Ansichten über die stratigraphische Stellung des Dachsteinkalkes zusammenzustellen; doch sei bemerkt, daß diejenigen Fossilfunde, welche neben dem gelegentlichen Vorkommen von Cephalopoden am meisten zur genauen stratigraphischen Fixierung des Dachsteinkalkes beigetragen haben, wiederum in dem Gebiete unserer Karte gelegen sind: Die Halorellenfunde[8]) der Hierlatzwand, welche den norischen, die Auffindung von *Lycodus cor*[9])

---

[1]) E. Kittl, Führer des internationalen Geologenkongresses in Wien, 1903 (IV. Salzkammergut), p. 16.

[2]) G. v. Arthaber, *Lethaea geognostica* II/1, p. 365.

[3]) D. Stur, Geologie von Steiermark, 1871, p. 192.

[4]) E. v. Mojsisovics, Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzungsber. der Wiener Akademie, 1892.

[5]) A. Bittner, Was ist norisch? Jahrb. der Geol. R.-A., 1892.

[6]) C. W. Gümbel, Die Dachsteinbivalve und ihre alpinen Verwandten. Sitzungsber. der Akademie der Wissensch. XLV (1862), p. 325.

[7]) F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino (Sitzungsber. der Akademie der Wissensch. XLI). Taf. III, Farbenerklärung.

[8]) A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A, XIV (1890), p. 277.

[9]) L. v. Tausch, Ueber die Bivalvengattung *Conchodus* und *Conchodus Schwageri n. f.* aus der obersten Trias der Nordalpen. Abh. der Geol. R.-A., XVII (1892). — F. Frech, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias (Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie. II. Bd.), p. 65.

im Echerntale, welche den rhätischen Anteil des Dachsteinkalkes erkennen ließen.

Die stratigraphische Stellung der Steinsalzlager als Schichtglied der Werfener Schichten hatten, wie bereits oben erwähnt wurde, Stur [1]) und Hauer [2]) im Jahre 1853 vollständig richtig erkannt. Bei den in den 60jahren durchgeführten Neuaufnahmen im Salzkammergut tauchten indessen neuerdings Zweifel über die stratigraphische Stellung der Steinsalzlager des Salzkammergutes auf, welche dahin führten, daß die richtige Stur-Hauersche Auffassung der Salzlager als Einlagerung in den Werfener Schiefern verlassen wurde, indem E. Sueß [3]) die Salzstöcke von Ischl, Aussee und Hallstatt in die Anhydritgruppe des Muschelkalkes, E. v. Mojsisovics [4]) dieselben gar in die obere Trias stellte. Letzterer Auffassung schlossen sich nunmehr auch Stur [5]) und Hauer [6]) an. Erst später hat sich Mojsisovics wieder zu der alten Hauerschen Anschauung bekehrt und C. Diener [7]) spricht 1903 klar aus, daß sämtliche nordalpinen Salzlager, also auch dasjenige von Hallstatt, in das Niveau der Werfener Schiefer gehören.

Daß sich auch in unserem Gebiete trotz der gewaltigen Störungen, die das Haselgebirge betroffen haben, zwingende Beweise für die Stellung desselben in der skythischen Stufe erbringen lassen, wird später (p. 59) gezeigt werden.

2. Jura.

Die Hierlatzschichten der (allerdings außerhalb des auf der Karte des Plassengruppe-Gebietes, aber in dessen unmittelbarer Nähe liegenden) Lokalität Hierlatz wurden von F. Simony [8]) im Jahre 1850 bei seinen Aufnahmen für die Geologische Reichsanstalt entdeckt und ausgebeutet; die Zugehörigkeit dieser Schichten zur Liasformation jedoch wurde erst im Jahre 1852 von E. Sueß [9]) erkannt. Sueß hielt die Hierlatzschichten für mittel- und oberliasisch, erst Oppel [10]) gelang in den Jahren 1861 und 1862 der Nachweis, daß sie der Oberregion des unteren Lias entsprechen, ein Resultat, das durch die

---

[1]) D. Stur, Die geologische Beschaffenheit des Ennstales. Jahrbuch der Geol. R.-A. IV. (1853), p. 473.

[2]) F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. IV. (1853, p. 719, 720).

[3]) E. Sueß, Gliederung des Gebirges in der Gruppe des Osterhorns. Verhandl. der Geol. R.-A., 1866, p. 168 (11).

[4]) E. v. Mojsisovics, Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1869, p. 128.

[5]) D. Stur, Geologie der Steiermark (1871), p. 263.

[6]) F. v. Hauer, Geologie (1875), p. 350.

[7]) C. Diener, Bau und Bild Oesterreich-Ungarns, p. 352.

[8]) F. Simony, Bericht über die Arbeit der V. Sektion. Jahrbuch der Geol. R.-A. Bd. I, p. 654.

[9]) E. Sueß, Ueber die Brachiopoden der Hierlatzschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A. Bd. III., p. 171.

[10]) A. Oppel, Ueber das Alter der Hierlatzschichten. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1862, p. 59. — A. Oppel, Die Brachiopoden des unteren Lias. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellschaft. Bd. XIII (1861), p. 529.

paläontologischen Untersuchungen Geyers[1]) im Jahre 1886 nicht nur vollkommen bestätigt, sondern insofern noch schärfer präzisiert wurde, als Geyer die Hierlatzschichten mit der Zone des *Oxynoticeras oxynotum* parallelisieren konnte.

Die auf der Karte der Plassengruppe zur Darstellung gebrachten Vorkommnisse von Hierlatzschichten wurden, soweit sie bereits vor meinen Aufnahmen bekannt waren, erst von G. Geyer beschrieben, und zwar diejenigen der Umgebung der Landneralpe im Jahre 1886[2]), diejenigen der Mitterwand im Jahre 1894[3]). Daß letztere bis in den Mittellias reichen, hat F. Wähner[4]) nachgewiesen.

Die ziegelroten Liasmergel am Plassenfuße und „zwischen den Kögeln" wurden bereits im Jahre 1865 durch Oberbergschaffer Anton Hořinek entdeckt[4]) und von Mojsisovics in den Jahren 1868[5]), beziehungsweise 1869[6]) beschrieben und als Vertreter der Margaritatuszone erkannt; hingegen werden die unterliasischen Fleckenmergel nächst der Werkstatt erst im Kittlschen Exkursionsführer (p. 72) und in den Erläuterungen zur geologischen Karte Ischl und Hallstatt (p. 35) erwähnt.

Die Klausschichten wurden bereits im Jahre 1850 durch F. v. Hauer[7]) beschrieben. Die frühzeitige Entdeckung dieser Schichten ist sehr bemerkenswert, da die Fundorte räumlich sehr beschränkt und zum Teil sehr schwer auffindbar sind, und nur durch das auffallende Aussehen der Klauskalke und ihren Fossilreichtum zu erklären. Hauer parallelisierte die Klausschichten im Jahre 1850 mit dem außeralpinen Oxfordton; im Jahre 1852 beschrieb Hauer[8]) die Fauna der Klausschichten und erkannte deren Identität mit den von Kudernatsch beschriebenen Jurakalken von Swinitza im Banat, im gleichen Jahre konnte E. Sueß[9]) zeigen, daß die Klausschichten nicht dem Oxford, sondern dem Dogger entsprechen. Eine schärfere stratigraphische Parallelisierung der Klausschichten wurde von Oppel (1863), Zittel (1868) und Neumayr (1870) versucht: Oppel[10]) stellt die Klausschichten in die Zone der *Parkinsonia Parkinsoni*, also

[1]) G. Geyer, Ueber die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abhandl. der Geol. R.-A. XII.

[2]) G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1886, p. 267.

[3]) G. Geyer, Eine neue Fundstätte von Hierlatzschichten auf dem Dachsteingebirge. Verhandl. der Geol. R.-A. 1894, p. 156.

[4]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 75.

[5]) E. v. Mojsisovics. Versteinerungen des mittleren Lias vom Hallstätter Salzberge. Verhandl. der Geol. R.-A. 1868, p. 10.

[6]) E. v. Mojsisovics, Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergut. Verhandl. der Geol. R.-A. 1869, p. 375.

[7]) F. v. Hauer, Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1850, p. 41.

[8]) F. v. Hauer, Vorlage von Fossilien von der Dürrn- und Klausalpe bei Hallstatt. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1852, p. 184.

[9]) E. Sueß, Ueber *Terebratula diphya*. Sitzungsber. der Akademie. Bd. VIII (1852), p. 561.

[10]) A. Oppel, Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyengesteinen in den Alpen. Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellsch. Bd. 15 (1863), p. 193.

in das oberste Bajocien, nach Zittel[1]) reichen diese von der Parkinsonizone bis ins Callovien, Neumayr[2]) endlich betrachtet die Klausschichten als Aequivalente des unteren Bathonien. Wie später gezeigt werden wird (p. 52), vermute ich, daß in den Klausschichten zumindestens der Mitterwand neben der Bathstufe auch höhere Horizonte vertreten sind.

Die Macrocephalusschichten der Lokalität Brieltal wurden im Jahre 1867 entdeckt[3]) und von Zittel[4]) (1868) und Neumayr[5]) (1870, 1871) bearbeitet.

Daß im Kalk des Plassen häufig Nerineen vorkommen, wußte bereits A. Emmrich[6]) im Jahre 1846; daß jedoch der Plassenkalk wahrscheinlich dem weißen Jura angehört, hat 1850 wiederum Hauers[7]) Scharfsinn zuerst erkannt. Peters[8]) beschrieb im Jahre 1855 die Nerineenfauna des Plassenkalkes und erkannte dessen Identität mit den Oberjurakalken von Ernstbrunn, Inwald und Stramberg, wodurch das tithonische Alter des Plassenkalkes sichergestellt war.

3. Kreide.

Auf die Erforschungsgeschichte der Gosauformation kann hier nicht eingegangen werden, da bei dieser die Vorkommnisse der Plassengruppe nur eine geringe Rolle spielen. Es möge nur auf die Arbeiten von A. E. Reuß[9]) (1854) und J. Felix[10]) (1908) verwiesen werden, in welchen die diesbezügliche Literatur genau besprochen wurde.

B. Stratigraphie der Tirolischen Einheit.

1. Dachsteinkalk.

Da die tieferen Glieder der Dachsteinfazies auf der Karte der Plassengruppe nicht auftreten, beginnt die stratigraphische Beschreibung mit dem weitaus mächtigsten Gliede dieser Entwicklung, dem Dachsteinkalke. Die Riffazies (Hochgebirgsriffkalk) fehlt in der

[1]) K. v. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den baierischen und österreichischen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1868, p. 607.

[2]) M. Neumayr, Ueber einige neue oder wenig bekannte Cephalopoden der Macrocephalenschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1870, p. 153.

[3]) E. v. Mojsisovics, Petrefaktensuiten aus dem Salzkammergut. Verhandl. der Geol. R.-A. 1868, p. 406.

[4]) K. v. Zittel, l. c., p. 602—608.

[5]) M. Neumayr, l. c., p. 147—156. — M. Neumayr, Jurastudien. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1871, p. 247—354.

[6]) A. Emmrich in A. Schaubach, Die Deutschen Alpen. III. Teil, p. 335s

[7]) F. v. Hauer, Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhange, der nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1850, p. 45. — F. v. Hauer Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen, Jahrbuch der Geol. R.-A. 1853, p. 771.

[8]) K. Peters, Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich. Sitzungsber. der Akad. Bd. XVI (1855), p. 336—366.

[9]) A. E. Reuß, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosautal und am Wolfgangsee (Denkschr. Akad. VII. Bd.).

[10]) J. Felix, Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. II. Teil. Das Becken von Gosau (Palaeontographica 1908)

Dachsteinentwicklung unseres Gebietes, wir haben es ausschließlich mit dem eigentlichen, in meist mächtige Bänke gegliederten, weißen Dachsteinkalke zu tun, der den Bergen in der Umgebung des Hallstätter Sees das Gepräge gibt. Auf eine nähere Beschreibung dieses bekannten Gesteines kann ich hier wohl verzichten und möchte nur auf die meisterhaften Schilderungen desselben durch E. Sueß[1]), F. Simony[2]) und G. Geyer[3]) verweisen und bemerken, daß es sich nach übereinstimmender Ansicht aller Beobachter um ein Sediment sehr seichten Meeres handelt.

Was nun die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes betrifft, so hat Geyer[3]) eine solche von über 1500 *m* angenommen, während Mojsisovics[4]) sagt, daß der Dachsteinkalk im Dachsteingebirge mindestens 1000 *m* mächtig sei. Von Norden gegen Süden scheint die Mächtigkeit etwas zuzunehmen; wir werden wohl nicht fehl gehen, wenn wir für den Nordteil des Gebietes (Umgebung des vorderen Gosautales) eine Mächtigkeit von mindestens 1200 *m*, für den Südteil (Hierlatz) eine solche von mindestens 1400 *m* annehmen. Denn die obersten Bänke des Dachsteinkalkes liegen am vorderen Hierlatz in 1933 *m*, die tiefsten an der Mündung des Dürrengrabens in das Echerntal in etwa 630 *m* Höhe, wodurch sich als Mächtigkeit des durch die Hierlatzwand aufgeschlossenen Dachsteinkalkes 1300 *m* ergeben. Nun ist es nach der petrographischen Beschaffenheit des Gesteines nicht wahrscheinlich, daß die tiefsten Schichten der Hierlatzwand bereits unmittelbar über dem Carditaniveau liegen. Kittl[5]) gibt allerdings an, daß die liegendsten Schichten der Hierlatzwand Dolomite seien; doch handelt es sich hier keineswegs um typische Dolomite, sondern um Bänke von dolomitischem Kalk, wie sie im Dachsteinkalke bis hoch hinauf in die norische Stufe sehr verbreitet sind.

Folgende Versteinerungen wurden aus dem Dachsteinkalke des auf meiner Karte dargestellten Gebietes bekannt:

Nach A. Bittner[6]):

Halorella amphitoma Bronn rotgelbe Kalke der Hierlatzwand und des Waldbacheckes[7]).
Halorella rectifrons Bittn. Hierlatzwand.
" *curvifrons Bittn.* gelbliche Blöcke im Echerntal.

[1]) E. Sueß, Antlitz der Erde, II, p. 332—339.
[2]) F. Simony, Das Dachsteingebiet, p. 103—124. Die in diesem Werke enthaltenen Abbildungen Fig. 14, 16, 17, 18 und 72 sind der Plassengruppe entnommen und lassen den Habitus des Dachsteinkalkes daselbst sehr gut erkennen, ebenso Tafel III der vorliegenden Arbeit.
[3]) G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. (Jahrb. d. Geol. R.-A., Wien 1886), p. 255.
[4]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte, Bl. Ischl mit Hallstatt, Wien 1905, p. 13.
[5]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 76 und Profil Fig. 4, p. 77.
[6]) A. Bittner, Brachiopoden der alpinen Trias, Abhandl. R.-A. XIV (1890), p. 277.
[7]) Fossilzeichen auf der Karte in der NO-Wand des Hierlatz.

Nach F. Frech[1]):

Lycodus cor. Schafh. Echerntal, Mitterwand, Hierlatz.
Dicerocardium Curionii Stop. } Echerntal.
„ *aff. mediofosciatum Frech* }

Ueber den stratigraphischen Umfang des Dachsteinkalkes im Dachsteinmassiv sind sehr weit voneinander abweichende Meinungen geäußert worden: die beiden Extreme stellen die Ansichten von Mojsisovics[2]) und Th. Fuchs[3]) dar. Ersterer nimmt an, daß der Dachsteinkalk von der karnischen Stufe (Zone des *Trachyceras aonoides*) bis in die Oberregion des unteren Lias (Zone des *Oxynoticeras oxynotum*), ja sogar bis in den Dogger hinaufreicht, während letzterer aus dem Umstande, daß sich in der „Megalodonbank über dem oberen Gosaugletscher", angeblich einer der höchsten Schichten des Dachsteines, noch Gyroporellen finden, den Schluß zieht, daß der Dachsteinkalk nicht einmal die rhätische Stufe umfaßt. Dazu ist zu bemerken, daß die „Megalodonbank über dem oberen Gosaugletscher" keineswegs zu den stratigraphisch höchsten Lagen des Dachsteinkalkes gehört; denn selbst die Kalke der Spitze des Dachsteines liegen sicherlich stratigraphisch tiefer als diejenigen der Mitterwand, der Echernwand und der Spitze des Hierlatz, da sie nur etwa 1200 *m* über der Obergrenze der Werfener Schiefer auftreten, welche unterhalb der Südwände des Dachsteines 1700—1750 *m* hoch liegt[4]), während die Obergrenze der Werfener Schiefer am Südufer des Hallstätter Sees mindestens 200 *m* unter dem Meeresniveau angenommen werden muß. Die stratigraphisch tiefere Lage der Dachsteinkalke des Dachsteingipfels ergibt sich auch daraus, daß sie im Gegensatze zu den weiter nördlich gelegenen Partien des Dachsteinplateaus nicht von Hierlatzschichten durchschwärmt sind.

Hingegen wird man mit F. Frech[5]) nicht daran zweifeln können, daß die *Lycodus cor* führenden Schichten der Echernwand und Mitterwand tatsächlich der rhätischen Stufe angehören, da *Lycodus cor* im Rhät der Lombardei und im oberrhätischen Korallenkalk von Adnet[6]) typisch vertreten ist.

Ein Hinaufreichen des Dachsteinkalkes in den Lias im Sinne Mojsisovics erscheint mir jedoch nicht wahrscheinlich. Mojsisovics[7]) führt zum Beweise seiner Theorie, daß der Dachsteinkalk noch den unteren Lias umfaßt, an: „Wenn man aus dem Echerntal bei Hallstatt längs der Steilabstürze der Mitterwand auf dem neu-

---

[1]) F. Frech, in G. v. Arthaber: Lethaea geognostica, alpine Trias, p 330.

[2]) E. v. Mojsisovics, Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes, Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissensch. Bd. CV. (1896), p. 5.

[3]) Th. Fuchs, Einige Bemerkungen über die Abgrenzung der rhätischen Schichten von den tieferen Liasbildungen. Verh. d. Geol. R.-A. 1904, p. 293.

[4]) Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Dr. Trauth.

[5]) F. Frech, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie, II. Bd., p. 65. (Budapest 1905.)

[6]) F. Wähner, Sonnwendgebirge, p. 100. (Anmerkung.)

[7]) E. v. Mojsisovics, Chronol. Umfang des Dachsteinkalkes, p. 19.

gebauten Kaiser Franz Josephs Reitweg zum „Alten Herd“ aufsteigt oder auf der entgegengesetzten Talseite auf dem „Gangsteige“ über die Wände dem Hallstätter Salzberge zustrebt, so nimmt man an zahlreichen Stellen Schmitzen und Streifen von rotem oder rötlichem Crinoidenkalk wahr, welche den treppenartig vorspringenden Schichtflächen des trefflich gebankten weißen Dachsteinkalkes gleichsam angeschweißt erscheinen. Bei einiger Aufmerksamkeit gewahrt man bald, daß man es nicht mit den Denudationsresten von oberflächlich einem älteren, bereits vorhandenen Relief angelagerten Gesteinen, sondern mit den Dachsteinkalkbänken gleichzeitigen und in dieselben eindringenden Bildungen zu tun hat. Auch treten Breccienkalke auf, deren Bindemittel lokal aus Crinoidenkalk besteht. Die Crinoidenkalke der Schmitzen und Breccien stimmen petrographisch vollkommen mit den in derselben Gegend taschenförmig in Spalten auftretenden unterliasischen Crinoidenkalken (Hierlatzkalken) überein.“

Diese Schilderung ist vollkommen zutreffend, und es sei hierzu nur noch bemerkt, daß die Streifen und Schmitzen von Hierlatzkalk im Dachsteinkalke mindestens zweihundert Meter unter die mehr zusammenhängenden Vorkommnisse von Hierlatzkalken, die das Plateau der Mitterwand bedecken, hinabreichen. Trotzdem halte ich es nicht für wahrscheinlich, daß die Hierlatz- und Dachsteinkalke gleichzeitige Bildungen seien. Denn stellen wir uns vor, daß ein stark verkarstetes Kalkplateau, welches ähnlich wie das heutige Dachsteinplateau oder das Steinerne Meer von unzähligen tiefen Karrenrinnen und Klüften durchsetzt ist, von einer marinen Transgression betroffen wird, so ist sehr leicht erklärlich, daß die zarten Stielglieder der abgestorbenen Crinoiden zusammen mit feinem Kalkdetritus Hunderte von Metern tief an Klüften und Spalten in den Dachsteinkalk hineingeschwemmt wurden, in ähnlicher Weise, wie sich heute die dem Dachsteinplateau entstammenden Augensteingerölle in den Dachsteinhöhlen wiederfinden. Daß heute die Klüfte, an denen das Crinoidenzerreibsel in die Tiefe gelangte, als solche nicht mehr erkennbar sind, ist bei der langen Zeitdauer, die seit dem Lias verstrichen ist, und bei dem intensiven Gebirgsdrucke, dem das Gestein inzwischen mehrmals ausgesetzt war, nur selbstverständlich. Eine gleichzeitige Bildung der Dachstein- und Hierlatzkalke wäre nur dann als erwiesen zu betrachten, wenn eine bankweise Wechsellagerung dieser Gesteine zu beobachten wäre, was durchaus nicht der Fall ist.

Hingegen spricht der Umstand, daß an den meisten Stellen, wo der Dachsteinkalk unmittelbar von Doggergesteinen überlagert wird [1]), die unmittelbar von der Transgression betroffenen Schichten ganz von Megalodonten erfüllt sind und sich überhaupt in keiner Weise von zweifellos triadischem Dachsteinkalke unterscheiden, anderseits überall dort, wo Lias in Dachsteinkalkfazies auftritt, dieser die Fauna der „grauen Kalke von Südtirol“ (Durga, Terebratula Rotzoana etc.) führt, sehr zugunsten der Ansicht, daß der Dachsteinkalk die Trias-Lias-

[1]) Besonders schön ist dies an der Lokalität Brieltal (Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl—Hallstatt, p. 40) an der unmittelbar vom Macrocephalenkalk bedeckten Dachsteinkalkbank zu sehen.

grenze nicht überschreitet. Hingegen soll nicht geleugnet werden, daß megalodontenfreie, aber sonst im Handstücke von Dachsteinkalk nicht zu unterscheidende weiße Kalke auch im Dogger, in den später zu besprechenden „lichten Doggerkalken" auftreten, und es ist durchaus möglich, daß an vielen Stellen, wo ich auf meiner Karte „Dachsteinkalk" eingetragen habe, tatsächlich „lichter Doggerkalk" ansteht.

Daß der Dachsteinkalk im Sinne von Mojsisovics auch das oberkarnische Niveau umfaßt, ist möglich, jedoch deshalb nicht sehr wahrscheinlich, weil dasselbe sonst nirgends als wohlgebankter Dachsteinkalk, sondern entweder als Dolomit (zum Beispiel Steinernes Meer, Watzmann, Gamsfeld[1]) oder als Hochgebirgsriffkalk (zum Beispiel Hochkönig[2]), Südseite von Warscheneck[3]) und Totem Gebirge[4]) ausgebildet ist. Vermutlich liegen daher zwischen den tiefsten Dachsteinkalkbänken der Hierlatzwand und dem Carditaniveau noch 200—300 *m* Dolomit.

Aus diesen Erwägungen ergibt sich, daß im Dachsteinkalke der Dachsteingruppe, welche gleichzeitig den Sockel der Plassengruppe bildet, mit Sicherheit die norische und rhätische und eventuell ein Teil der karnischen Stufe der Trias vertreten ist.

Wie verteilt sich nun der norische und rhätische Anteil auf die oben angenommene, 1400 *m* betragende Gesamtmächtigkeit des Dachsteinkalkes? Daß zwischen norischem und rhätischem Dachsteinkalk auch petrographische Verschiedenheiten bestehen, hat bereits G. Geyer[5]) im Jahre 1886 hervorgehoben. Der norische Dachsteinkalk ist durch das Auftreten von Gastropodenbänken sowie durch die Einschaltung von Bänken dolomitischen Kalkes charakterisiert. Bisweilen erfolgt die Dolomitisierung nicht bankförmig, sondern in mehr stockartiger Weise, eine Erscheinung, welche in unserem Gebiete besonders an den Nordabhängen der Plassengruppe gegen das vordere Gosautal zu beobachten ist. Lebling[6]) hat diese Verteilung von Kalk und Dolomit in der norischen Stufe, die mit einem treffenden Ausdrucke auch als „wilde Dolomitisierung" bezeichnet wurde, aus dem Lattengebirge beschrieben. Der rhätische Dachsteinkalk ist frei von Dolomit, sehr reich an Megalodonten, „roten Schmitzen" und „schwimmenden Scherben". Trotz dieser Unterschiede ist eine kartographische Trennung

---

[1]) Siehe die stratigraphischen Profile bei F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Wiener geolog. Gesellsch. 1913, Taf. XII—XIII. Die von G. v. Arthaber (Lethäa geognostica, p. 322) ausgesprochene Meinung, daß die untersten Bänke des Dachsteinkalkes des Watzmanns der karnischen Stufe angehören, erscheint durch Hahns Profil auf Tafel XIII widerlegt.

[2]) E. v. Mojsisovics, Ueber den chronolog. Umfang des Dachsteinkalkes, p. 13.

[3]) G. Geyer, Ueber den geologischen Bau der Warscheneckgruppe. Verh. der Geol. R.-A. 1913, p. 286.

[4]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1915, p. 220.

[5]) G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnitse der Hierlatzschichten, Jahrb. d. Geol. R.-A. 1886, p. 255.

[6]) Cl. Lebling, Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geognost. Jahreshefte 1911, p. 44—48.

beider Stufen nicht mit Sicherheit durchführbar, doch kann angenommen werden, daß die Dachsteinkalke des Nordhanges der Plassengruppe und beiderseits des vorderen Gosautales sowie der Hauptteil der Ostabstürze des Schneidkogels und der Abhang unterhalb des Rudolfsturmes, endlich der größte Teil der Hierlatzwand der norischen, die Gipfelpartien des Hühner-, des Sieg- und Himbeerkogels, die obere Partie der Echernwand, die Mitterwand sowie sämtliche Dachsteinkalke von hier an der Südseite der Plassengrupge entlang bis gegen den Gosauschmidt der rhätischen Stufe angehören.

Was speziell die Hierlatzwand betrifft, so sei erwähnt, daß die sicher der norischen Stufe angehörige Halorellenfundstelle „Waldbacheck“ nach der Alpenvereinskarte in 1322 *m* Höhe liegt, die Halorellenbänke aber nach Zugmayer[1]) 100—150 *m* unterhalb der Rhätbasis auftreten. Darnach dürfte die norische rhätische Grenze in der Hierlatzwand in etwa 1700 *m* Höhe liegen, so daß sich für den norischen Anteil 1150 *m*, für den rhätischen 250 *m* ergeben, was der normalen Maximalmächtigkeit dieser Stufen in den Kalkplateaus der nördlichen Kalkalpen vollkommen entspricht[2]).

2. Lias.

a) Hierlatzkalk.

Die Hierlatzkalke des auf der Karte dargestellten Gebietes sind meist hellrote, etwas seltener weiße Crinoidenkalke oder dichte rote Kalke mit vereinzelten Crinoiden. Bisweilen sind sie auch als nahezu crinoidenfreie, rein weiße Brachiopodenkalke entwickelt. Es sind stets von tonigem Materiale völlig freie, reine Kalke.

Die Hierlatzkalke treten in unserem Gebiete stets in der von G. Geyer[3]) meisterhaft beschriebenen Weise in Klüften und Karrenrinnen des Dachsteinkalkes auf, niemals als zusammenhängende Schichte wie zum Beispiel am Schafberg. Es ist daher eine unmögliche Aufgabe, die Vorkommnisse von Hierlatzschichten in vollkommen exakter Weise auf der Karte einzutragen; dazu würde auch ein noch bedeutend größerer Maßstab derselben nicht hinreichen. Die Ausscheidung „Hierlatzkalk“ bedeutet daher meistens Dachsteinkalkpartien, welche von Hierlatzadern und -Streifen durchschwärmt sind.

An folgenden Stellen treten Hierlatzschichten auf:

1. Die Fundstätte auf der Mitterwand am Kaiser Franz Josefs Reitweg in zirka 950 *m* Höhe etwa 300 *m* vor der Lokalität „Beim alten Herd“ (Fossilzeichen auf der Karte). Nach Geyer[4]) hat diese Stelle folgende Versteinerungen geliefert; die Fossilliste ist durch einige von E. Kittl im Exkursionsführer p. 68 angeführte Versteinerungen ergänzt:

---

[1]) Lethaea geognostica, pag. 358.

[2]) Für die Annahme Kittls (Profil Fig. 4, Exkursionsführer, p. 77) und Arthabers (Lethaea geognostica, alpine Trias, p. 381), daß in der Hierlatzwand Hallstätter Kalk enthalten sei, fehlt jeder Anhaltspunkt.

[3]) G. Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1886.

[4]) G. Geyer, Eine neue Fundstätte von Hierlatzfossilien auf dem Dachsteingebirge. Verhandl. der Geol. R.-A., 1894, p. 156–162.

Spiriferina alpina Opp.
" *obtusa Opp.*
" *cf. brevirostris Opp.*
Rhynchonella variabilis Schloth.
" *Alberti Opp.*
Terebratula punctata Sow. var. Andleri Opp.
Terebratula Beyrichi Opp.
" *nimbata Opp.*
" *aspasia Men.*
Oxytoma inaequivalvis Sow.
Pecten Rollei Stol.
" *subreticulatus Stol.*
Pleurotomaria Sueßi Hörn.
" *Hierlatzensis Stol.*
Trochus epulus d'Orb.
" *latilabrus Stol.*
" *cupido d'Orb.*
Nautilus striatus Sow.
Phylloceras Lipoldi v. Hauer
" *rugosum Reyn.*
" *cf. planispira Reyn.*
" *cf. frondosum Reyn.*
Lytoceras Czjžekii v. Hauer
" *serorugatum Stur*
Racophyllites Stella Sow.
Psiloceras abnorme v. Hauer
Aegoceras bispinatum Geyer
" *2 sp.*
Arietites Hierlatzicus v. Hauer
" *sp.*
Oxynoticeras oxynotum Qu.

Nach dieser Fauna gehören diese Schichten der Oberregion des unteren Lias, und zwar der Zone des *Oxynoticeras oxynotum* an.

2. An dieses Vorkommnis anschließend, liegen am Osthange der hohen Mitterwand hellrote Kalke, welche nach E. Kittl [1])

Amaltheus margaritatus Montf.

geliefert haben, also dem Mittellias (Lias δ) angehören.

3. 200 *m* tiefer als diese Vorkommnisse liegen die bereits oben (p. 29) erwähnten, von rotem Crinoidenkalk erfüllten präliasischen Klüfte am Nordabsturze der Mitterwand und am Gangsteig.

4. An der Abzweigung des Weges, der zum Waldbachursprung führt, vom Kaiser Franz Josefs Reitweg liegen hellrote Crinoidenkalke, welche sich bis zum Waldbachursprung verfolgen lassen und daselbst geliefert haben:

---

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 67.

Terebratula punctata Sow. var. Andleri Opp.
Pecten Rollei Stol.

(Sammlung geol. R.-A., Bestimmung von G. Geyer).

5. In der Sammlung der Geologischen Reichsanstalt liegen ferner einige Stücke von Hierlatzkalk mit den Bezeichnungen „Rudolfsturm" und „Siegkogel nächst dem Rudolfsturm", welche

Spiriferina obtusa Opp.
Rhynchonella Greppini Opp.
„ *variabilis Schloth.*
Waldheimia mutabilis Opp.

und einen Cidaritenstachel enthalten. Ich konnte in der Umgebung des Rudolfsturmes zwar nirgends anstehende Hierlatzschichten auffinden, traf aber beim keltischen Gräberfeld westlich vom Rudolfsturm einige lose, etwa kopfgroße Blöcke dieses Gesteines an. Es ist daher wahrscheinlich, daß irgendwo in den aus Dachsteinkalk bestehenden Wänden des Siegkogels tatsächlich eine sehr kleine Partie von Hierlatzkalk ansteht.

6. Geyer [4]) beschreibt ein Vorkommnis von Hierlatzschichten am Gipfel des Landnerkogels (auf meiner Karte als „Klausķögerl" (1180 *m*) bezeichnet, Fossilzeichen), welches folgende Versteinerungen geliefert hat:

Spiriferina acuta Opp.
„ *alpina Opp.*
„ *obtusa Opp.*
„ *brevirostris Opp.*
„ *rostrata Sow.*
Rhynchonella polyptycha Opp.
„ *Briseis Gemm.*
„ *Greppini Opp.*
„ *Gümbeli Opp.*
Gervilleia oxynoti Qu.
Lima scrobiculata Stol.
„ *Deslongchampsi Stol.*
Pecten priscus Qu.
„ *strionatus Qu.*
„ *Rollei Stol.*
Carpenteria pectiniformis Stol.
Racophyllites Lariense Menegh.

Dieses Vorkommnis läßt sich, mehrfach durch Dachsteinkalk und lichten Doggerkalk unterbrochen, etwa einen halben Kilometer gegen die Gaiswände verfolgen. (Profil IV a.)

7. Auf dem markierten Wege, welche von der Landneralpe durch das Radltal zum hinteren Gosansee führt, trifft man in 1260, 1300 und 1330 *m* Seehöhe einige kleine Taschen von Hierlatzkalk,

---

[4]) G. Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten, p. 267.

welche bereits Geyer[1]) erwähnt und auf der geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt eingezeichnet hat. Doch ist die Farbe dieser Crinoidenkalke so dunkelrot, zum Teil mit schwarzen Manganeisenerzkrusten versehen, daß man auch an Klausschichten denken könnte.

8. Am Osthange des Landnerkogels befindet sich (zwischen dem „e“ von „Klausķögerl“ und dem „p“ von „Landner-Alphütten“) die langgezogene, aus Dachsteinkalk bestehende Klauswand, in welche an einigen Stellen rote Crinoidenkalkpartieen eingeschaltet sind, welche nach ihrer petrographischen Beschaffenheit eher den Klaus- als den Hierlatzschichten angehören.

9. Am Wege Werkstatt—Blaikenalpe[2]) liegt eine kleine Partie von hellroten Hierlatzcrinoidenkalk dem Dachsteinkalke aufgelagert, welche dadurch bemerkenswert ist, daß sie nördlich des Vorkommens von Liasfleckenmergel zwischen Blaiken- und Klausalpe erscheint.

10. Eine weitere, sehr fossilreiche, aber bisher unbekannt gebliebene Fundstätte von Hierlatzschichten habe ich in dem Graben,[3]) der von der Veitenhütte zum Schnittlermoos emporzieht, gefunden. (Profil II.) Es sind teils rote Crinoidenkalke mit Brachiopoden-, Gastropoden- und anderen Durchschnitten, teils schneeweiße, fast crinoidenfreie Kalke, die fast ausschließlich aus Brachiopoden bestehen. In letzteren konnte ich folgende Arten sammeln:

Spiriferina obtusa Opp.
„ *pinguis Ziet.*
„ *cf. alpina Opp.*
Rhynchonella plicatissima Qu.
„ *polyptycha Opp.*
„ *cf. Greppini Opp.*
„ *variabilis Schl.*
„ *cf. Fraasi Opp.*
Terebratula punctata Sow.
„ *punctata Sow. var. Andleri Opp.*
Waldheimia mutabilis Opp.
„ *cf. alpina Geyer.*

Nur *Terebratula punctata Sow. var. Andleri Opp.*, *Rhynchonella plicatissima Opp.* und *Spiriferina obtusa Opp.*, sowie eine nicht näher bestimmbare Terebratelbrut treten massenhaft auf, die übrigen Formen sind nur durch wenige Exemplare vertreten. Bemerkenswert ist, daß an diesem Fundorte die Terebrateln, Waldheimien und Rhynchonellen mit beiden Klappen erhalten sind, während (mit einer einzigen Ausnahme) stets nur die große Klappe der Spiriferinen vorliegt.

---

[1]) G. Geyer, Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten, p. 267, Z. 24—27.

[2]) Beim „e“ von „Blaiken“. Die in der Sammlung der Geol. R.-A. liegenden Brachiopoden: *Rhynchonella Greppini Opp.*, *Rhynchonella fronticola Stur*, *Rhynchonella Fraasi Opp.*, *Rhynchonella polyptycha Opp.*, welche die von F. Simony geschriebene Fundortsangabe „westlich oberhalb der Klausalpe bei Hallstatt“ tragen, dürften dieser Lokalität entstammen.

[3]) Fossilzeichen der Karte.

Eine systematische Ausbeutung dieser Stelle dürfte vermutlich eine noch bedeutend reichere Fauna zu Tage fördern.

Die Bildungsweise der Hierlatzschichten erfolgte in unserem Gebiete zweifellos in der von G. Geyer,[1] C. Diener[2] und A. v. Krafft[3] so prächtig geschilderten Weise als echtes Transgressionssediment über einem aus Dachsteinkalk bestehenden, verkarsteten Land. Das Dachsteinplateau ragte zur Zeit der Unterregion des unteren Lias als niedriges, kahles Kalkplateau über den Meeresspiegel empor, wobei es intensiver Verkarstung ausgesetzt war; erst zur Zeit der Oberregion des unteren Lias erfolgte eine Versenkung unter den Meeresspiegel und die Einlagerung der Crinoidenbruchstücke und Brachiopodengehäuse in die unzähligen, in der Unterregion des Unterlias entstandenen Klüfte und Spalten im Dachsteinkalke.

Für das Dachsteinplateau eine ununterbrochene Meeresbedeckung von der rhätischen Stufe bis in den Lias anzunehmen, erscheint mir unmöglich, da die Hohlformen, in welchen die Hierlatzschichten zur Ablagerung gelangten, typische Erosionsformen sind. Daß „die Bildung der Spalten in dem noch wenig verfesteten, lockeren Materiale der Riffbauten unter dem Meeresspiegel erfolgt“ [4]) sei, ist deshalb nicht anzunehmen, weil in den geschichteten Dachsteinkalken keine Riffbauten vorliegen, sondern aus organogenem Materiale bestehende, detritogene Sedimente, in welchen es naturgemäß keine submarin entstandene Spalten gibt.

Hingegen kann ich Wähner[5]) darin vollständig beistimmen, daß die Hierlatzkalke keine Strandbildung, sondern das Sediment eines ziemlich tiefen, ruhigen Meeres sind und sich den Bildungen des heutigen Pourtalesplateaus[6]) vergleichen lassen. Denn wenn das Dachsteinplateau auch nur eine Zeitlang im unteren Lias Küstenregion gewesen wäre, müßten sich aus Dachsteinkalk bestehende Konglomerate oder zumindestens vereinzelte, abgerollte Blöcke in den Hierlatzschichten finden, was durchaus nicht der Fall ist. Wir müssen uns daher vorstellen, daß das wohl überhaupt nur wenig über den Meeresspiegel emporragende, kahle Karstplateau zu Beginn der Oberregion des unteren Lias so rasch unter dem Meeresspiegel verschwand und in ruhige Tiefen versenkt wurde, daß das subaerich gebildete Karstrelief submarin erhalten blieb und die Ausfüllung der Spalten ungestört in tieferem Wasser vor sich ging.

---

[1]) G. Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1886.

[2]) C. Diener, Über den Lias der Rofangruppe. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1885, p. 28—31.

[3]) A. v. Krafft, Über den Lias des Hagengebirges. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1897, p. 224.

[4]) F. Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. der Geol. R.-A., 1886, p. 196.

[5]) F. Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. der Geol. R.-A., 1886, p, 193—206.

[6]) Th. Fuchs, Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., II. Beilageband, (1882), p. 558.

Eine von E. Kittl[1]) und F. Heritsch[2]) angeregte tektonische Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten ist für unser Gebiet entschieden abzulehnen, da das Dachsteinplateau im Gegensatze zum Sonnwendgebirge keine Gipfelfaltung zeigt, sondern nur flachwellige Verbiegung der Schichten und senkrechte Verwerfungen erkennen läßt.

b) Fleckenmergel.

Mehr oder minder dunkelgraue, ziemlich harte Mergel mit oder ohne dunklere Flecken. Stellenweise enthält das Gestein Knauern von schwarzem Hornstein, sowie Spongiennadeln. In einzelnen meist mächtigeren Bänken [3]) treten Stielglieder von Crinoiden, und zwar gelegentlich auch von Pentacrinus, auf. Die Crinoidenstielglieder bestehen stets aus weißem Kalkspat und sind meist größer als die in den Hierlatzkalken auftretenden Stielglieder; sie erreichen einen Durchmesser von 7 *mm*. Es finden sich alle Übergänge zwischen dunkelgrauen Mergeln mit nur vereinzelten Crinoiden und fast reinen Crinoidenkalken, in denen das dunkelgraue, mergelige Bindemittel, das meist schwarzen Hornstein führt, nahezu vollständig zurücktritt. Wir sehen also, wie die Fazies der Fleckenmergel durch ganz allmählige Übergänge mit der Hierlatzfazies verknüpft erscheint. Von Zlambachfleckenmergel ist der Liasfleckenmergel durch seine dunklere Färbung leicht zu unterscheiden.

Die Fossilführung ist sehr spärlich. Cephalopoden wurden nur an folgenden Punkten gefunden:

Langmoos[4]) am Salzberg:

Lytoceras articulatum Sow. (R.-A.)

Klauskogelbach[5]) (dunkelgrauer, Crinoiden führender Mergel):

Arietites ambiguus Geyer (H.-M.)
„ (*Arnioceras*) *cf. mendax Fucini* (H.-M.)

Die beiden letzteren Ammoniten, deren Bestimmung ich selbst vornahm, lassen erkennen, daß auch die Fleckenmergel ebenso wie die Hierlatzkalke der Oberregion des unteren Lias entsprechen, ja daß die Cephalopoden derselben sogar mit denjenigen der Hierlatzkalke übereinstimmen.

---

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 70.

[2]) F. Heritsch, Handbuch der regionalen Geologie, II. Bd., 5. Abt. Die österreichischen Alpen bis zur alpin-dinarischen Grenze, p. 37.

[3]) Besonders häufig in dem vom Klauskogel zur Klausalpe herabziehenden Klauskogelgraben.

[4]) Nordwestlich vom „Hohen Sieg"; siehe Alpenvereinskarte. R.-A. bedeutet in dieser und den folgenden Fossillisten: Eigentum der geol. Reichsanstalt; Bestimmung von Dr. A. Spitz.

[5]) Eigentum der geol. Abteilung des naturhist. Museums in Wien. (In dieser und den folgenden Listen durch H.-M. bezeichnet.) Fund des Gosauer Sammlers J. Gapp; Fossilzeichen auf der Karte.

Denn *Arietites ambiguus Geyer* ist eine von Geyer aus den Hierlatzkalken beschriebene Form,[1] während *Arietites semilaevis* Geyer Tafel III, Fig. 17 nach Fucini[2] mit *Arietites* (*Arnioceras*) *mendax Fuc.* identisch ist.

Lytoceras articulatum Sow. tritt allerdings in der Unterregion des unteren Lias auf; doch ist auf diesen Fund geringeres Gewicht zu legen, da es sehr leicht möglich ist, daß dieser Ammonit aus einem der juvavischen Serie angehörigen Rollstück stammt.

Dadurch erweisen sich die tirolischen Fleckenmergel der Plassengruppe als gleichaltrig mit einem Teile der Liasfleckenmergeln des Zlambachgebietes zwischen Goisern und Altaussee,[3] mit denen des Glasenbaches bei Salzburg[4] sowie mit dem Spongienlias der Schafberggruppe,[5] hingegen als älter als die gleichen Gesteine der Osterhorngruppe,[6] des Gebietes bei Mitterndorf und Klachau,[7] des Gunstberges bei Windischgarsten[8] und des oberen Saalachgebietes[9].

c) Verbreitung der beiden Fazies des unteren Lias.

Aus obigen Ausführungen ergibt sich, daß Hierlatzkalk und Fleckenmergel gleichaltrige Faziesgebilde des unteren Lias sind. Mit dieser Tatsache stimmen auch die Lagerungsverhältnisse insofern sehr gut überein, als die beiden Gesteine nirgends übereinander auftreten, sondern in getrennten Ablagerungsräumen in gleicher Weise unmittelbar über Dachsteinkalk lagern. Die Grenze zwischen beiden Faziesgebieten ist eine im wesentlichen westöstlich verlaufende, gegen Süden konvexe Linie, welche durch die Punkte: Rudolfsturm—Waldbachstrub—Klausalpe—Blaikenalpe—Veitenhütte—Katzhofhütte bezeichnet ist; nördlich dieser Linie ist der untere Lias als Fleckenmergel, südlich derselben als Hierlatzkalk ausgebildet. Nur die kleine Partie von Hierlatzkalken beim „e" von „Blaiken" liegt unmittelbar nördlich, ein schlecht aufgeschlossener, Spongiennadeln führender Mergel am Südrand des Plankensteinplateaus liegt unmittelbar südlich dieser Linie. Die beiden Ausbildungen des unteren Lias sind bei der Blaikenalpe und beim Waldbachstrub[10]) in kaum 100 *m* Entfernung vonein-

[1]) G. Geyer, Über die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abhandl. der Geol. R.-A., XII., (1886), p. 252.

[2]) A. Fucini, Cefalopodi liassici del monte di Cetona, Paläontographica Italica, VIII., (1902), p. 175. Geyers Original lag mir zum Vergleiche vor.

[3]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl u. Hallstatt, p. 34.

[4]) E. Fugger, Die Gaisberggruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1906, p. 232.

[5]) E. Spengler, Die Schafberggruppe. Mitteil geol. Gesellschaft in Wien, 1911, p. 197.

[6]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl u. Hallstatt, p. 36.

[7]) G. Geyer, Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe. Verhandl. der Geol. R.-A., 1913, p 305.

[8]) G. Geyer, Ebenda, p. 272.

[9]) F. F. Hahn, Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jahrb. der Geol. R.-A., 1913, p. 16 („schwarze Mergelkalke des oberen Lias").

[10]) Die in Dachsteinkalkspalten eingeschwemmten Hierlatzkalkpartie des Gangsteiges liegt sogar in einem Dachsteinkalke, der an der Oberfläche vertikal über der Hierlatzschmitze bereits Fleckenmergel trägt.

ander zu beobachten, den Übergang übermitteln die oben (p. 36) erwähnten, dunklen, Hornstein führenden Crinoidenkalke.

Die Unterschiede in der Ausbildung des unteren Lias beiderseits der obenerwähnten Linie sind dadurch bedingt, daß südlich derselben ein rein organogenes, aus Crinoidenstielgliedern und Brachiopoden bestehendes, nördlich derselben ein durch sehr feinkörniges, terrigenes Material getrübtes Sediment erscheint. Es ist klar, daß in den feine Tonpartikelchen führenden Fluten der nördlichen Region auch eine andere Fauna lebte als in dem reinen Wasser der südlichen Gegend; Brachiopoden fehlen im Fleckenmergel gänzlich, die Crinoiden scheinen durch andere Arten vertreten zu sein, da die Stielglieder daselbst gröber sind als im Hierlatzkalk. Das terrigene Material der Fleckenmergel ist jedoch keineswegs in seichterem Wasser abgesetzt als das organogene der Hierlatzkalke — im Gegenteil, die Hornstein- und Spongiennadelführung der Fleckenmergel spricht sogar eher für tieferes Wasser [1].

Woher stammt nun das terrigene Material der Fleckenmergel? Wir sehen, daß die Vorkommnisse von mit Spongienkalken und dunklen Hornstein-Crinoidenkalken in Verbindung stehenden Fleckenmergeln des Unterlias in einer streifenförmigen Zone angeordnet sind, welche aus der Gegend von Salzburg bis Hallstatt reicht und daher nahezu die ganzen Kalkalpen in der Richtung NW—SO quert. Diese Zone ist durch die Punkte Glasenbach—Schafberggruppe (besonders südliche Synklinalen)—Goisern—Hallstätter Salzberg [2]) bezeichnet; da die Region durch die vor- und nachgosauische Gebirgsbildung in NS-Richtung eine beträchtliche Verkürzung erfahren hat, besaß das Verbreitungsgebiet der Fleckenmergel im unteren Lias eine noch deutlicher streifenförmige Gestalt als heute. Nordöstlich dieses Streifens gelangte in der Oberregion des unteren Lias Hierlatzkalk zur Ablagerung (Totes Gebirge, Langbatscholle, Schafberg), südwestlich desselben finden wir Cephalopodenkalke und Adneter Schichten (Osterhorngruppe) die erst noch weiter gegen Südwesten (Tennen- und Hagengebirge), gleichfalls in Hierlatzkalke übergehen. Diese Zone von Fleckenmergeln entspricht jedenfalls einer Meeresströmung im Unterliasmeer, welche terrigenes Material von der Nordküste der Tethys bis tief hinein in die Kalkalpen führte.

Vielleicht befinden wir uns der Mündung eines Flusses des die Tethys im Norden begrenzenden, vindelicischen Landes gegenüber. Erst in der Raricostatus-Zone, beziehungsweise im Mittellias breitet sich die Fleckenmergelentwicklung auch über die Mitterndorfer Gegend und die Osterhorngruppe aus.

---

[1]) Vergleiche die Ausführungen G. Geyers: „Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten." Jahrb. der Geol. R.-A., 1886, p. 230—238, sowie F. Wähners, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. der Geol. R.-A., 1886.

[2]) Die später (p. 70, 78, 92) besprochenen juvavischen Liasmergel gehören nicht dieser Zone an.

3. Dogger und Malm.

a) Klausschichten.

Unter diesem sind seit langer Zeit die an den beiden Lokalitäten Klausloch und Mitterwand anstehenden, roten Crinoidenkalke bekannt. Ebenso wie in den Hierlatzkalken wechseln fast ausschließlich aus Crinoidenstielgliedern und deren Bruchstücken bestehende Kalkpartien mit dichten, ziemlich dunkelroten Kalken, welche nur vereinzelt Crinoiden führen.

Von den Hierlatzkalken unterscheiden sich die Klausschichten jedoch durch das meist dunklere Rot der Kalke, gelegentlich nimmt der Kalk eine nahezu schwarze Farbe an — sowie durch den größeren Umfang der Crinoidenbruchstücke und durch die Eigentümlichkeit, daß diese sowohl als die Cephalopodenreste von schwarzen Manganeisenerzkrusten überzogen sind.

Diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß die Klausschichten in wesentlich größerer Tiefe zum Absatze gelangten als die Hierlatzkalke; dadurch, sowie durch die Führung von bisweilen recht großen Cephalopoden nähern sich die Klausschichten der Fazies der „bunten Cephalopodenkalke" Wähners.

Mit den Crinoidenkalken stehen weiße Posidonomyenkalke in Verbindung.

Die Klausschichten sind ebenso wie die Hierlatzkalke in „Taschen" eingelagert.

Klausloch.

Das ohne ortskundige Führung schwer auffindbare, sehr kleine Vorkommen liegt in 1000 *m* Meereshöhe am linken Gehänge des Grabens, welcher von der Klausalpe in südwestlicher Richtung gegen den Ursprungkogel emporzieht (Fossilzeichen auf der Karte unterhalb des „A" von „Alphütten"). In 1060 *m* Höhe scheint ein zweites Vorkommen zu liegen.

Diese bei den Hallstätter Sammlern als „Klausloch" bekannte, in der Literatur meist nach der 500 *m* entfernten und etwa 150 *m* tiefer liegenden Klausalpe benannte Lokalität hat bisher folgende Versteinerungen geliefert:

Cephalopoden[1]):

Phylloceras Kudernatschi Hauer
„ *disputabile Zitt.*
„ *flabellatum Neum.*[2])
„ *mediterraneum Neum.*[2])
„ *haloricum Hauer*
„ *subobtusum Kudernatsch*

---

[1]) K. v. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den baierischen und österreichischen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1868, p. 606. Das neue, in der Sammlung der geologischen Abteilung des naturhistorischen Hofmuseums liegende Cephalopoden- und Brachiopodenmaterial von den Klausschichten der Plassengruppe wurde in die folgenden Fossillisten nicht aufgenommen, da ich einer eventuell von anderer Seite beabsichtigten paläontologischen Neubearbeitung der — einer modernen Revision recht bedürftigen — alpinen Klausschichten nicht vorgreifen wollte.

[2]) M. Neumayr, Jurastudien. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1871. p. 323, 340.

Lytoceras adeloides Kud.
„ *tripartitum Rasp.*
Strigoceras Truelli d'Orb.
Oppelia fusca Qu.
Haploceras ferrifex Zitt.
Stephanoceras rectilobatum Hau.
Morphoceras dimorphum d'Orb.
Perisphinctes Martinsi d'Orb.
„ *aurigerus Opp.* (Linzer Museum)
Belemnites cf. canaliculatus Schloth. [1])
Nautilus sp. [1])

Sonstige Versteinerungen[1]):

Rhynchonella Atla Opp.
„ *Atla Opp. var. polymorpha Opp.*
Rhynchonella coarctata Opp.
„ *coarctata Opp. var. miscella Opp.*
Rhynchonella Zisa Opp.
„ *subechinata Opp.*
„ *Etalloni Opp.*
„ *defluxa Opp.*
Terebratula cf. perovalis Sow.
„ *Gerda Opp.*
„ *laticoxa Opp.*
„ *Fylgia Opp.*
„ *curviconcha Opp.*
Anomia sp.
Posidonomya alpina Gras.
Lima 2 sp.
Pleurotomaria cf. subreticulata d'Orb.
Turbo sp.
Sphenodus cf. longidens Agass.

Im „weißen Kalkgang“:

Rhynchonella orthoptycha Opp.
„ *micula Opp.*
„ *adunca Opp.*
Waldheimia Gefion Opp.

Mitterwand.

Dieses auch unter dem Namen „Dürrenalpe“ in der Literatur bekannte Vorkommen ist wesentlich ausgedehnter als dasjenige im Klausloch und außerdem bedeutend leichter zugänglich, da es vom Kaiser Franz Josefs-Reitweg unterhalb des „alten Herdes“ etwa

[1]) A. Oppel, Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyengesteinen in den Alpen. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 15 (1863), p. 189.

zwischen den Isohypsen 980 *m* und 1000 *m* der Alpenvereinskarte gequert wird (Fossilzeichen der Karte. Profil VI). Oestlich des Reitweges läßt sich der Klauskalk längs des in das Dürrenbachtal hinabführenden Weges bis in etwa 940 *m* Höhe hinab verfolgen. Doch besteht keineswegs die ganze, auf der Karte als „Klausschichten" ausgeschiedene Fläche aus einer zusammenhängenden Decke dieses Gesteins; die Klausschichten sind an zahlreichen Stellen durch den ihre Unterlage bildenden Dachsteinkalk unterbrochen. Die Klausschichten bilden eben in einer vollständig den Hierlatzkalken analogen Weise nur die Ausfüllung von aus Dachstein- und Hierlatzkalk gebildeten Karsthohlformen. Man sieht, daß Dachsteinkalk, Hierlatzkalk und Klausschichten hier keineswegs ein regelmäßiges Profil bilden, wie man nach Kittls [1]) Profilen glauben könnte, sondern die hier stellenweise zu beobachtende Ueberlagerung der Hierlatzkalke durch die Klausschichten eine mehr zufällige Erscheinung ist. Ich habe das Profil daher wesentlich anders gezeichnet als Kittl (Profil VI).

An Versteinerungen wurden von hier beschrieben:

Cephalopoden [2]):

Phylloceras Kudernatschi Hauer
„ *flabellatum Neum.* [3])
„ *disputabile Zitt.*
„ *haloricum Hauer*
„ *subobtusum Kud.*
Lytoceras adeloides Kud.
Oppelia fusca Qu.
„ *bisculpta Opp.* [4])
Stephanoceras rectilobatum Hau.
Sphaeroceras Brogniarti d'Orb.
Perisphinctes Martinsi d'Orb.
Reineckia anceps Rein. [4])
Ancyloceras cf. anulatum Desh. [5])
Acanthoteuthis? (Phragmocon).

Sonstige Versteinerungen [6]):

Pentacrinus sp.
Rhynchonella Berchtei Opp.
„ *orthoptycha Opp.*
„ *Atla Opp.*
„ *Atla Opp. var. polymorpha Opp.*

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 77, 79.
[2]) K. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den baierischen u. österreichischen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1868, p. 606.
[3]) M. Neumayr, Jurastudien. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1871, p. 323.
[4]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 69.
[5]) A. Oppel, Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyengesteinen in den Alpen. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 15 (1863), p. 192.
[6]) A. Oppel, Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyengesteinen in den Alpen. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 15 (1863), p. 192.

Rhynchonella coarctata Opp.
„ *coarctata Opp. var. miscella Opp.*
Rhynchonella Zisa Opp.
„ *cf. Etalloni Opp.*
„ *subechinata Opp.*
„ *defluxa Opp.*
Terebratula laticoxa Opp.
„ *Fylgia Opp.*
„ *curviconcha Opp.*
„ *Gerda Opp.*
Posidonomya alpina Gras.
Lima 2 sp.
Anomia sp.
Emarginula sp.
Onustus cf. ornatissimus d'Orb.
Hyboclypeus sp.

b) Macrocephalusschichten.

Licht fleischrote, knollige Kalke, mit Hornsteinwarzen, welche petrographisch vollständig der dichten Varietät der Klausschichten gleichen. Crinoiden nur in Spuren vorhanden. Die meist sehr großen Cephalopoden sind von einer schwarzbraunen Mangan-Eisenerzkruste überzogen. Sie sind ein typisches Beispiel der Fazies der „bunten Cephalopodenkalke Wähners[1]).

Brieltal.

Der unter dem Namen „Brieltal" in der Literatur bekannte Aufschluß liegt in 1160 *m* Seehöhe im Katzhofgraben 400 *m* nördlich der Katzhofhütte[2]). Die unmittelbare Auflagerung der nur 50 *cm* mächtigen sehr fossilreichen Bank roten Knollenkalkes auf der welligen Oberfläche des hier sehr megalodontenreichen Dachsteinkalkes ist vorzüglich aufgeschlossen; der Bach läuft über die 20° gegen NO geneigte Schichtfläche hinab. Der schon an und für sich sehr kleine Aufschluß wurde durch die hier vorgenommenen Aufsammlungen bereits zum großen Teil entfernt; bei weiteren Sprengungen an dieser Stelle bestände die Gefahr, daß das interessante Vorkommen gänzlich verschwinden könnte.

Im unteren Teile wird die Macrocephalusbank noch von rotem, jurassischen Radiolarit überlagert, an ihrem oberen Ende verschwindet sie unmittelbar unter Gosauschichten (Profil I).

Die Fauna der Macrocephalusschichte des Brieltales setzt sich nach M. Neumayr[3]) und K. Zittel[4]) aus folgenden Formen zusammen:

[1]) F. Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandl. der Geol. R.-A., 1886, p. 169.

[2]) Wegen der geringen Ausdehnung des Aufschlusses konnte das Fossilzeichen auf der Karte nicht eingesetzt werden.

[3]) M. Neumayr, Ueber einige neue oder wenig bekannte Cephalopoden der Macrocephalenschichten. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1870, p. 152.

[4]) K. Zittel, Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den baierischen und österreichischen Alpen. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1868, p. 606.

Rhynchonella sp.
Terebratula sp.
Entrochus sp.
Nautilus Mojsisovicsi Neum.
Phylloceras Kunthi Neum.[1])
„ *euphyllum Neum.*[1])
„ *disputabile Zitt.*[1])
„ *mediterraneum Neum.*[1])
Lytoceras adeloides Kud.
Strigoceras aff. Truelli d'Orb.
Oppelia Mamertensis Waag.
Haploceras aff. oolithici d'Orb.
Macrocephalites macrocephalus Schloth.
Reineckia anceps Rein.
„ *tyranna Neum.*[2])
„ *oxyptycha Neum.*
Perisphinctes patina Neum.
Aspidoceras sp.[3])
Belemnites sp.

Bärenbach.

Im Bärenbach ist an Stellen je eine kleine Partie roten, hornsteinführenden Kalkes dem südfallenden Dachsteinkalke aufgelagert, welche dem Macrocephaluskalk des Brieltals ähnlich ist. Ich vermute, daß der vom Sammler J. Rastl aufgefundene *Macrocephalites macrocephalus Schloth.* aus diesem Kalke stammt[4]).

c) Sonstige Vorkommnisse von rotem Cephalopoden- und Crinoidenkalk.

Außer diesen, durch ihre Fossileinschlüsse sicher horizontierbaren Aufschlüssen von roten, jurassischen Cephalopoden- und Crinoidenkalken erscheinen noch an mehreren Stellen petrographisch vollständig übereinstimmende, stets sehr wenig mächtige Gesteine, welche sich bisher entweder als ganz fossilfrei erwiesen oder nur unbestimmbare Cephalopodenreste geliefert haben. Da es demnach unmöglich ist, die Zugehörigkeit dieser Schichten zur Bathstufe, zum Kelloway oder einer anderen Jurastufe zu behaupten, jedoch das mittel- oder oberjurassische Alter dieser Gesteine nach ihrer petrographischen Beschaffenheit sichergestellt erscheint, habe ich Klausschichten, Macrocephalenkalke, die unten besprochenen, fraglichen Acanthicusschichten des Schneidkogels, sowie diese nicht näher horizontierbaren Cephalopodenkalke mit derselben Farbe (blau mit roten Punkten) auf der Karte ausgeschieden.

[1]) M. Neumayr, Jurastudien. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1871, p. 312, 325, 332, 340.
[2]) Die Zugehörigkeit dieser und der folgenden Art zu *Reineckia* wurde von A. Till (Die Ammonitenfauna des Kelloway von Villany, Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterr.-Ungarns und des Orients. Bd. XXIV, p. 2) erkannt.
[3]) Sammlung der geol. Abteilung des naturhist. Hofmuseums.
[4]) E. v. Mojsisovics, Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. Sitzungsber. d. Wiener Akademie d. Wiss., 1896, p. 27.

d) Lichte Jurakalke und -breccien mit Hornsteinwarzen [1]).

Die verbreitetste Fazies des Jura sind weiße, ganz an Dachsteinkalk erinnernde, oder rötliche, undeutlich gebankte Kalke, die durch das massenhafte Auftreten von kugeligen Hornsteinwarzen ausgezeichnet sind, die meist einen Durchmesser von 2—5 *mm* erreichen. Größere Hornsteinknauern sind sehr selten.

Mojsisovics deutet diese Hornsteinwarzen als Spongienreste[2]); doch ließ die mikroskopische Untersuchung nicht mit Sicherheit eine organische Struktur dieser Gebilde erkennen.

An zahlreichen Stellen gehen diese Kalke in Breccien mit rotem Bindemittel über, deren Komponenten aus Dachsteinkalk besteht. Auch diese Breccien führen meist die gleichen Hornsteinwarzen wie die lichten Kalke.

Daß diese Fazies mit der unter *c*) beschriebenen gleichaltrig ist, geht aus der innigen Verknüpfung beider Gesteinstypen mit Sicherheit hervor.

Eine der klarsten und gleichzeitig die am leichtesten zugängliche Stelle, wo diese stratigraphische Verknüpfung zu sehen ist, ist der Gipfel des Schneidkogels (Steingrabenschneid) (Tafel XV [II], Profil VIII). Diese Stelle hat bereits Mojsisovics beschrieben[3]). Unmittelbar südlich unterhalb des Gipfels sehen wir hier eine wenige Zentimeter mächtige Bank von rotem, vollkommen den Klausschichten gleichenden Crinoidenkalk in die — die Gipfelpartie des Schneidkogels bildenden — hellen Kalke mit Hornsteinwarzen in einer Weise eingeschaltet, daß nur eine gleichzeitige Entstehung beider Gesteine angenommen werden kann. Diese Bank läßt sich gegen Westen ein kurzes Stück um die Spitze herum verfolgen, geht jedoch durch das Zurücktreten der Crinoiden in dichten roten Kalk über und verschwindet bald überhaupt zwischen hellem Kalk im Hangenden und Liegenden. Anscheinend in der Streichungsfortsetzung dieser Bank erscheinen am markierten Alpenvereinswege auf den Schneidkogel in etwa 1470 *m* Höhe, unmittelbar bevor dieser Weg den Rücken des Schneidkogels erreicht, gleichfalls dichte rote Kalke. Dies scheint die Stelle zu sein, von welcher Mojsisovics[4]) angibt, daß sie die Versteinerungen der Acanthicusschichten und eigenartige Glimmerschiefergerölle geliefert habe. Ich konnte weder solche Gerölle noch (außer einem ganz undeutlichen Cephalopodenrest) Versteinerungen daselbst auffinden. Auch den Hallstätter Sammlern sind keine Fossilien von dieser Stelle bekannt. Auffallend ist ferner, daß Mojsisovics die hier angeblich gefundenen Ammoniten der Acanthicuszone nirgends namentlich anführt, und es mir auch nicht möglich war, das von dieser Stelle stammende Originalmaterial Mojsisovics' in der Sammlung der Geol. Reichsanstalt aufzufinden. Aus diesen Darlegungen ergibt

[1]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 39. Auf meiner Karte ist diese Schichtgruppe blau mit dunkelblauen Punkten ausgeschieden.

[2]) E. v. Mojsisovics, ebenda, p. 42.

[3]) E. v. Mojsisovics, ebenda, p. 41.

[4]) E. v. Mojsisovics, ebenda, p. 42

sich, daß das Auftreten des Acanthicusniveaus am Schneidkogel vorläufig noch als fraglich bezeichnet werden muß.

Die gleiche Verknüpfung der Breccien, beziehungsweise lichten Kalke mit der Fazies der Cephalopodenkalke ist auch an der unmittelbar westlich an den Schneidkogel anschließenden Karrwand (Tafel XV [II], Profil VII), sowie an einigen Punkten in der Umgebung der Blaikenalpe zu sehen.

Daß auch außerhalb des hier beschriebenen Gebietes Breccien und Konglomerate in Verbindung mit roten Cephalopodenkalken des Dogger auftreten, ist aus den Arbeiten von E. Sueß und E. v. Mojsisovics[1]) in der Osterhorngruppe und G. Geyer[2]) in der Langbathscholle zu entnehmen.

Kittl[3]) bezeichnet die lichten Jurakalke mit Hornsteinwarzen als Oberalmer Schichten. Diese Bezeichnung ist insofern irreführend, als die typischen Oberalmer Schichten der Osterhorngruppe graue, dünngeschichtete, oft etwas mergelige Kalke mit Hornsteinlagen oder größeren, lagenweise verteilten Hornsteinknauern sind, während in der Plassengruppe fast ungeschichtete, weiße oder rötliche, oft brecciöse Kalke mit kleinen Hornsteinwarzen, also eine gänzlich verschiedene Fazies vorliegt.

Mojsisovics hat auf der geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt die Gipfelpartie des Schneidkogels als „Plassenkalk" kartiert und erwähnt auch in den Erläuterungen zu dieser Karte „typischen, ungeschichteten Plassenkalk" [4]) von der Steingrabenschneide. Diese Angaben sind nach meinen Beobachtungen durchaus unrichtig; Mojsisovics hat die Juraschole des Schneidkogels nicht nur viel zu umfangreich gezeichnet, indem der Westabhang des Schneidkogels bis gegen 1500 *m* Höhe aus typischem, gebanktem Dachsteinkalk besteht, der sich in nichts vom Dachsteinkalke der westlich benachbarten Karrwand unterscheidet, sondern es kann überhaupt von Plassenkalk am Schneidkogel keine Rede sein. Wenn auch die hellen Jurakalke an den Stellen, wo zufällig Hornsteinwarzen fehlen, im Handstück eine gewisse Ähnlichkeit mit Plassenkalk besitzen, so beweist doch eben das sehr häufige Vorkommen von Hornsteinwarzen in der ganzen Jurapartie bis zum Gipfel des Berges hinauf, daß dieser nicht aus Plassenkalk, sondern aus einer gänzlich verschiedenen Fazies, aus den „lichten Jurakalken mit Hornsteinwarzen" besteht.

e) Radiolarite.

Meist braunrote, seltener graugrüne, gebänderte, vollständig kalkfreie Kieselschiefer und Hornsteine, welche sich unter dem Mikroskop als eine Anhäufung von meist kugeligen Radiolarien (Spumellarien) zu erkennen geben. Sie gleichen den auch sonst im ostalpinen Oberjura sehr verbreiteten Radiolariten in jeder Weise.

---

[1]) E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., 1868, p. 183.

[2]) G. Geyer, Über die Querverschiebung am Traunsee. Verh. d. Geol. Reichsanst., 1917, p. 70, 71.

[3]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 82, und Profil p. 77.

[4]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 42.

Da die Radiolarite meist über den Cephalopodenkalken liegen, dürften sie das jüngste, heute noch vorhandene Glied der tirolischen Juraentwicklung der Plassengruppe darstellen. Da ferner in dem ganz ähnlich aufgebauten Jura des Toten Gebirges das Acanthicusniveau bereits in Form der Oberalmer Schichten [1]) entwickelt ist, dürfen wir annehmen, daß sowohl am Dachsteinplateau als im Toten Gebirge die Radiolarite im wesentlichen dem Oxford entsprechen.

f) Bemerkungen über die Verbreitung und Transgression des tirolischen Doggers und Malms in der Plassengruppe.

Wie ein Blick auf meine geologische Karte erkennen läßt, hat sich der tirolische Jura in Form zahlreicher, kleiner und wenig mächtiger Denudationsrelikte auf dem Dachsteinkalke erhalten. Wir treffen solche Vorkommnisse an folgenden Stellen:

1. Zwei Partien roter „Macrocephalenschichten" im Bärenbachgraben (p. 43).

2. Der ausgedehnteste Denudationsrest erstreckt sich vom Nordabhange des Schiechlingkogels bis an die Verwerfung, welche den Schneidkogel im Westen begrenzt (Tafel XV [II], Profile IV—VII). An der Nordseite des Schiechlingkogels erscheinen über den Dachsteinkalken auf der in 1300—1400 *m* Höhe durchziehenden Terrasse zunächst lichte Kalke mit Hornsteinwarzen, die von roten Radiolariten überlagert werden (Tafel XV [II], Profile IV—V). Letztere streichen über die Sattelalpe bis über den „Sattel" (Tafel XV [II], Profil VI) hinaus, von wo sie sich als nur wenige Meter mächtiger, vielfach unterbrochener Streifen bis in etwa 1300 *m* Höhe gegen den Salzberg zu herab verfolgen lassen. Unter diesen Radiolariten taucht eine steil SW fallende, aus weißem Dachsteinkalk bestehende Breccie mit rotem Bindemittel hervor, welche dem Dachsteinkalke der Karrwand aufgelagert ist und die man geradezu für Gosauschichten halten könnte, wenn sie nicht von Radiolarit überlagert wäre und seitlich in helle Kalke mit Hornsteinwarzen und rote Cephalopodenkalke überginge [2]). Diese Jurakalke ummanteln auf drei Seiten die Dachsteinkalkmasse der Karrwand (Tafel XV [II], Profil VII), nach SW, N und NO von dieser abfallend. Am Ostende der Karrwand sind sie mit roten Cephalopodenkalken stratigraphisch verknüpft. In der Wiesenmulde, welche Karrwand und Blekarkogel trennt, werden diese Jurakalke von roten Radiolariten überlagert (Tafel XV [II], Profile VI—VII), unter welchen nun an dem Südabhange des Blekarkogels südfallender, roter Cephalopodenkalk emportaucht, in welchem ich hier unbestimmbare Ammonitenreste gesehen habe [3]). Der rote Cephalopodenkalk

[1]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., 1915, p. 218, und O. Haas, Über einen Cephalopodenfund im oberen Jura des Losers bei Alt-Aussee. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1908, p. 385.

[2]) Jurakalke vom Typus der Klausschichten mit Belemniten und Ammoniten von der Holzstube am Sattel waren bereits Hauer bekannt. (Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau nach Duino, p. 300.)

[3]) Auch Mojsisovics erwähnt bereits diese Jurakalke. (Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 39.)

überlagert unmittelbar den Dachsteinkalk des Blekarkogels und steht hier nicht mit hornsteinwarzenführenden hellen Kalken oder Breccien in Verbindung.

3. Die bereits oben (p. 44) geschilderte Juraseholle des Schneidkogels. (Tafel XV [II], Profil VIII.) Bemerkt sei hier noch, daß die „Acanthicusschichten" (?) am Nordgrat des Schneidkogels eine kleine Partie von Radiolarit tragen, welcher sich in einer morphologisch gut ausgeprägten Weise ein Stück in den Osthang des Berges verfolgen läßt. Die Juragesteine des Schneidkogels fallen im allgemeinen gegen Südosten ein; sie reichen daher an der Ostseite des Berges bedeutend tiefer hinab als an der Westseite. Von dem gegenüberliegenden Ufer des Hallstätter Sees hebt sich die Juraseholle durch ihre leicht rötliche Färbung und ihr massigeres Aussehen vom unterlagernden, wohlgebankten Dachsteinkalke sehr deutlich ab.

4. Am Südostgrat des Schneidkogels liegt in 1400 *m* Seehöhe eine kleine Partie von dichtem und Crinoiden führendem Klauskalk, der gegen den höheren Teil des SO-Grates an einer kleinen Verwerfung abgesenkt ist.

5. Am Sattel zwischen Hühner- und Schneidkogel (Tafel XV [II], Profil VIII) sowie an dem Westabhange des ersteren liegen unmittelbar auf Dachsteinkalk Radiolarite [1]), während die gegen Südost gerichtete Abdachung des Hühnerkogels (Kreuzbergabschnitt des Schneidkogels) eine Partie von hellen Kalken und Breccien mit Hornsteinwarzen trägt. Ein Gang auf dem an senkrechter Felswand in etwa 1200 *m* Seehöhe südlich und östlich um den Hühnerkogel herumführenden, neuen Holzwege [2]) läßt deutlich erkennen, daß sich diese Jurakalke so allmählich aus dem bereits von roten Klüften stark zersetzten, wohl rhätischen Dachsteinkalke entwickeln, daß eine sichere kartographische Trennung ganz unmöglich ist.

6. Mehrere kleine und meist stark verwitterte Partien von Radiolarit sind dem Dachsteinkalke des Siegkogels unmittelbar aufgelagert. (Tafel XV [II], Profil VIII.)

7. Die Klausschichten der Mitterwand (p. 40, Tafel XV [II], Profil VI).

8. Die Klausschichten des Klausloches (p. 39.)

9. Eine mehrfach von Dachsteinkalk unterbrochene Partie von hellen Jurakalken mit Hornsteinwarzen, an einzelnen Stellen mit roten Cephalopoden- und Crinoidenkalken in Verbindung, und roten Radiolariten, die sich von der Klausalpe über die Blaikenalpe bis in die Gegend des Spitzelkogels einerseits, des Klauskogels anderseits verfolgen läßt. (Tafel XV [II], Profile IV*a* und V.) Daß sich der Radiolarit noch unter der zwischen Klauskogel und Lauterbach ausgebreiteten Moränendecke gegen Osten erstreckt, ergab eine auf

---

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer, p 80, bezeichnet diese Radiolarite als „rote Hornsteine und Mergel von gefrittetem Aussehen". Nach meinen Beobachtungen kann von Kontaktmetamorphose keine Rede sein, es sind gewöhnliche Radiolarite, welche nur infolge der hier durchstreichenden Schlaipfenmoos-Ebnerbergverwerfung (p. 145) tektonisch etwas beeinflußt erscheinen.

[2]) Auf der Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe bereits eingezeichnet.

dem in der Karte bezeichneten Punkte angesetzte Bohrung, bei welcher an Stelle des auf Grund der Mojsisovics'schen Karte erwarteten Haselgebirges tirolischer Radiolarit angefahren wurde.

10. Anschließend an das oben beschriebene, neue Vorkommen von Hierlatzschichten [1]) finden sich am gelb markierten Wege Gosauschmied—Plankenstein—Salzberg an der niedrigen Steilstufe westlich unterhalb des Schnittlermooses helle, hornsteinwarzenführende Kalke und dunkelrote Kalke mit Crinoiden. (Tafel XV [II], Profil II.) Aus letzteren stammt der von Hahn [2]) aufgefundene Belemnit; das Vorkommen gehört daher nicht, wie Hahn meint, der juvavischen Decke, sondern der tirolischen Basis an. Ein ähnliches Vorkommen von roten Kalken liegt etwa 500 *m* weiter gegen Südwesten unmittelbar dem Dachsteinkalke auf.

11. Die Macrocephalenschichten des Brieltales (p. 42, Tafel XV [II], Profil I).

Diese Zusammenstellung der Vorkommnisse von tirolischen Juragesteinen läßt zwei wichtige Erscheinungen klar hervortreten:

1. Die Unabhängigkeit der Dogger- und Malmvorkommen von den Liasgesteinen. Die Doggergesteine liegen überall unmittelbar auf dem Dachsteinkalke [3]). Wo Dogger und Lias zusammenkommen (Mitterwand, zwischen Klauskogel und Blaikenalpe, Schnittlermoos, Brieltal), ist diese Ueberlagerung des letzteren durch ersteren eine mehr zufällige Erscheinung [4]). Ein regelmäßiges Profil Dachsteinkalk-Lias-Dogger-Malm läßt sich nirgends beobachten.

2. Die Eigentümlichkeit, daß die Fazies der hellen Jurakalke mit Hornsteinwarzen vom unterlagernden Dachsteinkalke nicht scharf trennbar ist.

Beide Erscheinungen sind nur zu erklären durch eine Transgression des oberen Dogger über ein in der unmittelbar vorhergehenden Zeit trocken liegendes Land.

Gegen die Möglichkeit, die unmittelbare Auflagerung der Dogger- und Malmgesteine auf dem Dachsteinkalke tektonisch zu erklären — etwa als an der Basis der über den tirolischen Dachsteinkalk überschobenen juvavischen Decke mitgerissene Schubfetzen — spricht vor allem der Umstand, daß die Auflagerungsfläche an den Stellen, an welchen sie aufgeschlossen ist, keinesfalls den Eindruck einer Dislokationsfläche macht. In der Lokalität „Brieltal" ist es eine unregelmäßig wellige Fläche, auf der Mitterwand geradezu ein Karrenfeld, in welches die Ablagerung der Klausschichten erfolgte. Nirgends ist am Kontakt eine Bildung vorhanden, die man als Reibungsbrekzie deuten könnte.

---

[1]) Fundort 10, p. 34.

[2]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der geolog. Gesellschaft in Wien 1913, p. 436.

[3]) Besonders schön ist die unmittelbare Auflagerung der einen halben Meter mächtigen Macrocephalenkalke auf den hier ganz besonders megalodontenreichen Dachsteinkalken in der Lokalität „Brieltal" aufgeschlossen (p. 42).

[4]) Siehe p. 41.

Die innige Verbindung der lichten Jurakalke mit dem Dachsteinkalk wäre gänzlich unerklärlich.

In welche Zeit fällt nun die der Doggertransgression vorausgehende Festlandsperiode? Die stratigraphische Lücke zwischen Hierlatzkalken und Klausschichten umfaßt den Oberlias und das Bajocien. Daß das Dachsteinplateau schon zur Zeit des Oberlias Festland war oder diesem zumindestens bereits sehr nahe lag, erscheint mir aus dem Grunde nicht unwahrscheinlich, weil der Oberlias an anderen Punkten des tirolischen Ablagerungsgebietes zwar noch als Meeresbildung größerer Tiefe entwickelt ist, sich aber eine Zunahme des terrigenen Materiales in der Richtung gegen Süden bemerkbar macht. So ist der Oberlias in der Kammerkergruppe [1]), bei der Scharitzkehlalpe [2]) und bei Adnet [3]) in Adneter Fazies, im westlichsten Teile des Toten Gebirges als Wechsellagerung von Adneter Kalken und Fleckenmergeln [4]), in der Mulde zwischen Hochkalter und Leoganger Steinberg [5]), wahrscheinlich in der Osterhorngruppe [6]) und in der Gegend von Mitterndorf und Klachau [7]) bereits als Fleckenmergel, im Steinernen Meer [8]) endlich, im Hagengebirge [9]) und wohl auch im Tennengebirge [10]) in der Form von Sandsteinen, Breccien und Konglomeraten entwickelt. In dem südlich anschließenden, juvavischen Ablagerungsgebiete scheint der Oberlias sowie sämtliche höhere Jurastufen bis an die Basis des Plassenkalkes gänzlich zu fehlen [11]). Wir werden also wohl annehmen müssen, daß entweder im Dachsteinplateau ebenso wie in den westlicheren Kalkhochplateaus der Oberlias als ein küstennahes Sediment abgelagert wurde, oder daß wir uns hier bereits südlich des Uferrandes [12]) befinden, welcher das oberliassische Meer gegen Süden begrenzte. Noch wahrscheinlicher scheint es mir, daß zur Zeit der Opalinus- und Murchisonaezone das Dachsteinplateau über den Meeresspiegel emporragte, da Gesteine der beiden untersten Doggerzonen noch nirgends im Salzkammergute nachgewiesen werden konnten; erst in der Kammer-

---

[1]) F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 377.

[2]) E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch., 1898, p. 486.

[3]) F. Wähner, Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. Exkursionsführer des IX. internat. Geologenkongresses. Wien 1903, p. 7.

[4]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 36.

[5]) F. F. Hahn, Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jahrb. der Geol. R.-A., 1913, p. 16.

[6]) E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. Jahrb. der Geol. R.-A., 1868, p. 199.

[7]) G. Geyer, Ueber den geolog. Bau der Warscheneckgruppe. Verhandl. der Geol. R.-A., 1913, p. 305.

[8]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1913, p. 328.

[9]) A. v. Krafft, Ueber den Lias des Hagengebirges. Jahrb. der Geol. R.-A., 1897, p. 212.

[10]) E. Fugger, Das Tennengebirge. Jahrb. der Geol. R.-A., 1914, p. 435.

[11]) F. F. Hahn, Grundzüge etc. p. 398. Siehe ferner p. 94 der vorliegenden Arbeit.

[12]) F. F. Hahn, Grundzüge etc. p. 329.

kergruppe sind solche vielleicht vorhanden[1]), doch ist die Entfernung dieses Gebietes von der Plassengruppe bereits so groß, daß sich der Einfluß des Festlandes dort nicht mehr bemerkbar zu machen braucht.

In der Zone des *Sphaeroceras Sauzei* lag jedenfalls bereits die Osterhorngruppe unter Meeresbedeckung, wo Brandungskonglomerate zur Ablagerung gelangten[2]), während das Dachsteinplateau noch trocken lag; ob in der Osterhorngruppe überhaupt zu Beginn des Dogger eine Unterbrechung der Meeresbedeckung stattfand, ist nicht mit Sicherheit zu erkennen[3]).

Erst in der oberen Bathstufe, in der Zone des *Oppelia aspidoides*, wurde auch das Dachsteinplateau überflutet. Die vorhergehende Festlandsperiode war sicherlich lang[4]) genug, um die Sedimente des unteren und mittleren Lias zum größten Teil, die eventuell vorhanden gewesenen des oberen Lias gänzlich zu entfernen und die nun freigelegte Oberfläche des Dachsteinkalkes neuerdings in ein Karstland zu verwandeln; doch war die Verkarstung jedenfalls bei weitem weniger weit vorgeschritten, als vor der Transgression der Hierlatzschichten, da die Klauskalke in ein viel zahmeres Erosionsrelief eingelagert sind als der untere Lias.

Die Transgression der Klausschichten über Dachsteinkalk ist keineswegs eine lokale, auf das Dachsteinplateau in der Umgebung des Plassen beschränkte Erscheinung, sondern erstreckt sich einerseits auf die Gamsfeldgruppe, wo die in der Umgebung des Knalltörls auftretenden, von Radiolarit überlagerten roten Kalke[5]) jedenfalls den Klaus-, beziehungsweise Macrocephalenschichten gleichzustellen sind,

---

[1]) F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 377—382.

[2]) E. v. Mojsisovics, Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. Jahrb. der Geol. R.-A., 1868, p. 183. Die daselbst angeführten, einen recht guten Erhaltungszustand aufweisenden Cephalopoden aus dem Bajocien des Dachsfelderkessels in der Osterhorngruppe, befinden sich in der Sammlung des Geol. Institutes der Wiener Universität. Wenn ich auch die durch Mojsisovics vorgenommene Niveaubestimmung für richtig halte, so glaube ich doch, daß eine genaue Ueberprüfung der alten Bestimmung wünschenswert wäre, da es sich hier um einen sonst in der ganzen Gegend unbekannten Horizont und daher um eine sehr interessante kleine Fauna handelt; doch wäre es zweckmäßig, diese Revision erst nach Erscheinen der von E. Mascke angekündigten Monographie der Stephanoceratiden (die Stephanoceras Verwandten in den Coronatenschichten von Norddeutschland, Dissertation Göttingen, 1907, p. 37) vorzunehmen.

[3]) Vgl. E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Wiener geolog. Gesellschaft, 1918, S. 45. Die Bemerkung E. v. Mojsisovics (Die Gebirgsgruppe des Osterhorns, p. 199), daß die Fleckenmergel der Osterhorngruppe auch noch die beiden untersten Doggerzonen vertreten, ist wenigstens vorläufig eine paläontologisch nicht bewiesene Behauptung.

[4]) Die untersten Zonen des Doggers entsprachen jedenfalls einem verhältnismäßig sehr langen Zeitraum. Man bedenke nur, daß der Dogger α (Opalinuszone) allein in Schwaben mächtiger ist als der gesamte Lias, und dabei keinerlei Anhaltspunkt für die Annahme besteht, daß sich die Opalinustone rascher bildeten als die Sedimente des schwäbischen Lias.

[5]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch., Bd. CXXIII, (1914), p. 8, 9.

anderseits, wie die Aufnahmen Geyers ergeben haben, über die Gegend von Mitterndorf und fast das ganze Plateau des Toten Gebirges.

So liegt in der Gegend des Kamp und Pötschensteines westlich von Mitterndorf[1]) der Klauskalk unmittelbar über dem Dachsteinkalk der östlichen Dachsteingruppe, zwischen der Hennaralpe und der Elmgrube[2]) über demjenigen des Toten Gebirges. Auch viel weiter im Osten, zum Beispiel in den Ybbstaler Alpen[3]), ist die gleiche Erscheinung zu beobachten. Aber auch da, wo die Klausschichten über Hierlatzkalken auftreten, zum Beispiel im südlichen Teile des Toten Gebirges südöstlich vom Toplitzsee[4]), ist eine Transgression der Klausschichten anzunehmen, da zwischen den Hierlatz- und Klausschichten daselbst die gleiche stratigraphische Lücke besteht wie in der Dachsteingruppe. Auch in der hochbajuvarischen Langbathscholle zeigen die Klausschichten Merkmale einer Transgressionsbildung[5]). Wir sehen also, daß sehr beträchtliche Teile der nördlichen Kalkalpen zur Zeit des oberen Lias, beziehungsweise unteren Doggers inselartig aus der Tethys emporragten. F. F. Hahn[6]) hat diesen Transgressionserscheinungen jedenfalls zu geringe Bedeutung beigelegt.

Die Fazies der bunten Cephalopodenkalke wurde von allen Autoren besonders dann, wenn sie, wie in unserem Falle, in so geringer Mächtigkeit (p. 42) und in Verbindung mit Häuten von Manganeisenerzen auftreten, mit Recht als eine Bildung ziemlich großer Meerestiefe aufgefaßt. Wie steht nun das Auftreten von Breccien (p. 44) mit dieser Erscheinung im Einklange? Dabei ist zunächst an die bereits geschilderte Eigentümlichkeit zu erinnern, daß diese Breccien nicht scharf vom unterlagernden Dachsteinkalke zu trennen sind. Der obere Teil des Dachsteinkalkes ist bereits sehr stark von roten Klüften durchsetzt; gegen oben löst er sich vollends in ein Haufwerk von kleinen eckigen Stücken auf, die in einem roten Bindemittel schwimmen. Da in diesem aber Hornsteinwarzen erscheinen, ist das Gestein bereits als Jura aufzufassen. Ich glaube daher, daß diese Breccien nicht als Brandungsbildungen aufzufassen sind — in diesem Falle müßten Konglomerate mit wenigstens teilweise gerundeten größeren Komponenten erscheinen — sondern noch während der Festlandsperiode als subaërische Schuttbildung entstanden sind. Als sich nun die Transgression der Klausschichten vollzog, erfolgte eine sehr rasche und gleichmäßige Versenkung der ganzen Gegend in große Meerestiefen. Der Vorgang war zweifellos ähnlich wie zur Zeit der Transgression der Hierlatzkalke, nur erfolgte die Versenkung zu größerer Tiefe als

[1]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergute. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 180.

[2]) G. Geyer, ebenda, p. 214.

[3]) G. Geyer, Ueber die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jahrb. der Geol. R.-A. 1909, p. 52.

[4]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf etc., p. 222.

[5]) G. Geyer, Ueber die Querverschiebung am Traunsee. Verh. der Geol. R.-A. 1917, pag. 71.

[6]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der geol. Gesellschaft in Wien 1913, p. 330.

damals. Der feine, subaërisch entstandene Schutt blieb am Meeresgrunde liegen und bot kleinen Spongien eine willkommene Unterlage für die Ansiedlung. Das Meer war jedenfalls äußerst arm an Sinkstoffen, weshalb die Sedimentation der roten Cephalopodenkalke sehr langsam vor sich ging — daß die gleichaltrigen Breccien und Kalke mit Hornsteinwarzen bei weitem mächtiger sind, erscheint nach obiger Erklärung ganz verständlich.

Bei den vorstehenden Erörterungen wurde der Umstand bisher gänzlich außer acht gelassen, daß nach den paläontologischen Befunden Neumayrs[1]) die Transgression bei der Klausalpe früher (in der Bathstufe), im Brieltale später (im Kelloway) erfolgt zu sein scheint.

Dazu ist zunächst zu berücksichtigen, daß, wie C. Diener[2]) mit Recht bemerkt, trotz der Untersuchungen Neumayrs die Altersfrage der alpinen Klausschichten noch keineswegs in befriedigender Weise gelöst ist. Denn die Fauna der Klausalpe und besonders der Mitterwand enthält neben auf Bathonien hindeutenden Elementen auch solche des Kelloway — es wäre jedenfalls eine sehr auffallende Erscheinung, wenn sich nachweisen ließe, daß in den Klausschichten der Mitterwand *Oppelia fusca* und *Reineckia anceps* tatsächlich der gleichen Fauna angehören. Die Mischung von Bath- und Kellowayformen ist auch aus anderen Klauslokalitäten bekannt[3]). Ob bei der Mitterwand mehrere Zonen übereinander entwickelt sind oder tatsächlich eine Mischfauna vorliegt, dürfte selbst bei sorgfältigster Aufsammlung an Ort und Stelle nicht nachzuweisen sein, da das Gestein nicht in Schichten abgelagert ist, sondern ebenso wie die Hierlatzkalke eine ungeschichtete Ausfüllung von Hohlräumen im Dachsteinkalk darstellt. Dazu kommt noch, daß alle drei Lokalitäten: Brieltal, Klausalpe und Mitterwand, die schon an und für sich eine äußerst geringe Ausdehnung hatten, heute nahezu vollständig ausgebeutet sind.

Daraus geht hervor, daß wir keineswegs mit Sicherheit behaupten können, daß bei der Klausalpe und Mitterwand einerseits, im Brieltal anderseits verschieden alte Schichten vorliegen. Ich möchte im Gegenteil aus geologischen Gründen glauben, daß an allen drei Orten die Transgression gleichzeitig erfolgte, und zwar in einem Zeitpunkte, welcher beiläufig dem oberen Bath oder unteren Kelloway des mitteleuropäischen Juras entspricht. Denn es ist schwer, sich vorzustellen, daß die Gegend der Klausalpe bereits zu einer Zeit tiefes Meer war, als sich die nur 4 *km* entfernte Lokalität Brieltal noch über den Meeresspiegel erhob;

---

[1]) M. Neumayr, Ueber einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalen-Schichten (Jahrb. der Geol. R.-A. 1870, p. 153.)

[2]) C. Diener, Die Bedeutung der Zonengliederung für die Frage der Zeitmessung in der Erdgeschichte. Neues Jahrb. für Mineralogie etc., XLII. Beilageband, p. 166.

[3]) V. Popovici-Hatzeg, Les Cephalopodes du Jurassique moyen du Mont Strunga. Mém. Soc. géol. France. Paleont. 13, Nr. 35 (1905), p. 6. — E. Jüssen, Beitrag zur Kenntnis der Klausschichten in den Nordalpen. Jahrb. der Geol. R.-A. 1890, p. 386.

in diesem Falle müßte man unbedingt bei der Klausalpe im Bathonien ein Küstensediment erwarten. Sollte jedoch der paläontologische Nachweis gelingen, daß bei der Klausalpe und Mitterwand in der unmittelbar dem Dachsteinkalke auflagernden Gesteinsmasse tatsächlich das sichere Aequivalent der außeralpinen Zone der *Oppelia fusca* vorliegt, im Brieltale aber nicht, so müssen wir annehmen, daß in der Lokalität Brieltal entweder während der Zonen der *Oppelia fusca* und *aspidoides* überhaupt kein Sediment zum Absatze gelangte oder daß sowohl die Zonen der *Oppelin fusca* und *aspidoides* als diejenige des *Macrocephalites macrocephalus* in der nur $^1/_2$ *m* mächtigen Kalkbank des Brieltales enthalten sind, ohne zufällig einen Vertreter der tieferen Zonen einzuschließen. Wir wissen ja durch die Untersuchungen Wähners[1]), daß bei den unter ganz ähnlichen Bedingungen entstandenen bunten Cephalopodenkalken des unteren Lias die einer paläontologischen Zone entsprechende Bank oft nur eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern erreicht.

Die Radiolarite liegen an den meisten Punkten über den Klausschichten, nur am Siegkogel unmittelbar auf Dachsteinkalk (Tafel XV, Profil VIII). Die Cephalopodenkalkbank gelangte hier entweder gar nicht zur Ablagerung oder die Auflagerung der winzigen Reste von Radiolarit auf dem Dachsteinkalke ist auf tektonischem Wege zu erklären, indem diese als Schubfetzen an die Basis der über den Dachsteinkalk hinweggleitenden juvavischen Decke mitgeschleppt wurden. Es ist ein wesentlicher Unterschied, wenn man diese kleine, ganz lokale Erscheinung auf tektonischem Wege zu erklären trachtet oder das weitverbreitete Phänomen der Transgression der Klausschichten (p. 48).

Da jüngere Juragesteine als die Radiolarite in dem tirolischen Ablagerungsgebiete der Plassengruppe nicht entwickelt sind, besitzen wir keinen direkten Anhaltspunkt zur Entscheidung der Frage, ob das Dachsteinplateau noch zur Zeit der höheren Stufen des Malms vom Meere bedeckt war. Da jedoch diese in der nahegelegenen Osterhorngruppe sowie in dem dem Dachsteinplateau ganz analog gebauten Toten Gebirge in der Form der Oberalmer Schichten entwickelt sind, welche keine küstennahe Bildung darstellen, so halte ich es für wahrscheinlich, daß das Dachsteingebiet einstmals auch eine Decke von Oberalmer Schichten trug, welche jedoch in ihrer Gesamtheit — mit Ausnahme eines 1 km^2 großen Denudationsrestes auf dem Punkt 948 westlich von Mitterndorf[2]) — der Erosionsperiode in der mittleren Kreide zum Opfel fiel, welche der großen Gebirgsbildungsphase voranging.

C. Stratigraphie der juvavischen Einheit.

Die juvavische Einheit zeigt im Vergleiche zur tirolischen, welche — wenigstens in der Trias — in dem ganzen Gebiete einheitlich als

---

[1]) F. Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des Alpinen Lias. Verh. der Geol. R.-A. 1886, pag. 191.

[2]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 180.

Dachsteinkalk entwickelt ist, eine auf einem so kleinen Fleckchen geradezu beispiellos mannigfaltige Heteropie der Fazies. Es ist daher trotz der seit alter Zeit berühmten Fossilfundstätten in den meisten Fällen nicht möglich, die Profile zweier benachbarter Schollen mit Sicherheit aufeinander zu beziehen, oder gar ein für die ganze, nur 19·2 km^2 große Fläche geltendes, stratigraphisches Schema aufzustellen. Dieses Zusammentreten der verschiedensten Faziesgebilde auf so engem Raume ist, wie später gezeigt werden wird, zum großen Teil durch die äußerst komplizierte Tektonik bedingt. Doch bleibt auch dann, wenn wir die bei der Gebirgsbildung zusammengeschobenen Schollen in ihren ursprünglichen Ablagerungsraum zurückversetzen, die in beschränktem Gebiete auftretende Zersplitterung der Fazies in der juvavischen Trias eine außergewöhnlich große. Die einzigen, in dem ganzen juvavischen Gebiete der Plassengruppe annähernd einheitlich entwickelten Stufen sind der Werfener Schiefer und das Haselgebirge sowie der unmittelbar über diesen skythischen Gesteinen auftretende anisische Dolomit.

α) Stratigraphie der untersten Triasstufen.

I. Werfener Schiefer.

Rote und graue, meist sehr glimmerreiche Sandsteine und Schiefer. Der größte Aufschluß sind die „Sagmöser", durch ihre rote Farbe weithin sichtbare Plaiken (kahle, durch Abrutschung des Humus und der Vegetationsdecke entstandene Stellen) in etwa 1200 *m* am Südabhange der Karrwand (Profil VII). In der geologischen Sammlung des naturhistorischen Hofmuseums liegen an dieser Stelle sowie im Rettengraben (zwischen Rettengrabenkogel und Hohen Scheyerkogel, Profil III) aufgefundene rote, glimmerige Sandsteinplatten, welche ganz erfüllt sind mit den charakteristischen, schlecht erhaltenen Bivalvenresten, welche man als

Myacites Fassaensis Wissm.

zu bestimmen pflegt. Ferner erwähnt E. v. Mojsisovics in mir vorliegenden, nicht publizierten handschriftlichen Notizen, im Rettengraben graue Kalkplatten mit

Myophoria costata Zenk.
Natiria costata Mstr.,

am „Sattel" (Profil VI) rote Werfener Schichten mit

Pseudomonotis Clarai Emmr.

und Myaciten[1]) aufgefunden zu haben. Von der dem „Sattel" südöstlich benachbarten Lokalität „Sagmöser" (Profil VII) liegen in der Sammlung des Museums Francisco Carolinum in Linz[2]) mehrere Exemplare von

Pseudomonotis aurita Hauer.

---

[1]) Anscheinend handelt es sich hier um das seinerzeit von A. Hořinek (Verh. d. Geol. R.-A., 1869, p. 394) an die Sammlung der Geol. R.-A. eingesendete Material.

[2]) H. Commenda, Vorläufiger Bericht über die mineralogisch-geognostische Sammlung (52. Bericht über das Museum Francisco Carolinum), Linz 1894, p. 11.

Diese Fossilfunde scheinen darauf hinzudeuten, daß die roten, glimmerigen Sandsteine der tieferen Abteilung der skythischen Stufe (Seiser Schichten), die grauen, kalkigen Werfener und wohl auch das Haselgebirge der höheren Abteilung derselben (Campiler Schichten) entsprechen, womit auch die Lagerungsverhältnisse im Einklange stehen. (Vgl. p. 87.)

2. Haselgebirge.

Ein grauer, rötlicher, violetter oder grünlicher Ton, welcher in regelloser Verteilung Brocken von Steinsalz und den übrigen Mineralien der Salzlagerstätten enthält. Eine genaue Beschreibung des Haselgebirges und seiner Mineralien haben A. Aigner[1]) und R. Görgey[2]) geliefert, eine übersichtliche Darstellung der im Hallstätter Haselgebirge vorkommenden Mineralien ist bei H. Commenda[3]) zu finden. Die typische, einer Breccie vergleichbare Struktur des Haselgebirges zeigt sehr gut Aigners Abbildung des Ulmprofiles der Fraukehr am Hallstätter Salzberge[4]).

Es ist selbstverständlich, daß das Haselgebirge nur in den tiefer unter der Erdoberfläche liegenden und in größerer Entfernung vom Nebengestein auftretenden Partien Brocken von Steinsalz und den anderen leicht löslichen Mineralien der Salzlagerstätten enthält (reiches Haselgebirge), während die den Tagwässern zugänglichen Randpartien des Haselgebirges bloß Brocken von Gips führen (ausgelaugtes Haselgebirge). Dieser allseits die Salzlagerstätte umgebende Mantel von ausgelaugtem Haselgebirge, der dieselbe vor einer Auflösung durch das von der Erdoberfläche und vom wasserdurchlässigen Nebengesteine aus eindringende Wasser schützt, hat nach den Beobachtungen im Hallstätter Salzberge eine durchschnittliche Mächtigkeit von 50 bis 200 *m* (Profile IV—IX).

Unter den das Haselgebirge begleitenden Gesteinstypen möchte ich insbesondere auf die sogenannten „Glanzschiefer“ hinweisen, einen schwarzen Schieferton, welchen F. Mayer[5]) in treffender Weise folgendermaßen beschreibt: „Eine ebenfalls durch sehr große Druckwirkung erzeugte Strukturform des Salztones stellen die vorzüglich in den hangenden Salzgebirgspartien vorkommenden Glanzschiefer dar, welche sich im übrigen von dem Salzton nur unterscheiden durch die glänzende Oberfläche und dunklere Farbe, einen größeren Gehalt an Bitumen und einer paraffinähnlichen Substanz.“ Dasselbe Gestein er-

---

[1]) A. Aigner, Analogien der alpinen Salzlagerstätten. Oest. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1888, p. 80. — A. Aigner, Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Wien 1892 (Bd. XL), p. 203—210.

[2]) R. Görgey, Ueber die alpinen Salzgesteine. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wissensch. (math.-nat. Kl.), Bd. CXXIII (Wien 1914), p. 931—941.

[3]) H. Commenda, Uebersicht der Mineralien Oberösterreichs, 2. Aufl., XXXIII. Jahresbericht des Vereines für Naturkunde in Oberösterreich (Linz 1904).

[4]) A. Aigner, Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. XL (1892), Tafel IV, Fig. 2.

[5]) F. Mayer, Geologisch-mineralogische Studien aus dem Berchtesgadener Land. Geogn. Jahreshefte, Bd. 25 (München 1912), p. 131.

wähnt auch G. Geyer[1]) aus dem Bosrucktunnel. Der Glanzschiefer ist jedenfalls nichts anderes als eine Varietät des Haselgebirges, welche durch Druckwirkung einen höheren Grad von Diagenese erlitten hat als der normale Salzton, während die glänzenden Flächen als Harnischflächen zu betrachten sind, welche bei den tektonischen und autoplastischen Bewegungen des Haselgebirges entstanden sind. Wie bereits G. Geyer l. c. erwähnt, wurden diese Glanzschiefer bisweilen mit Zlambachschichten verwechselt, sie unterscheiden sich jedoch von diesen durch den mangelnden oder höchstens in ganz geringer Menge vorhandenen Kalkgehalt.

Ueber die Entstehung des Haselgebirges wurden die verschiedensten Ansichten geäußert. Nach A. Aigner[2]) sind die alpinen Salzlager in flachen Meeresteilen durch Eindampfen entstanden; der regelmäßige Absatz der Salzlagerstätte soll jedoch durch Bewegungen und Erschütterungen der Erdkruste gestört worden sein. Letztere Annahme, welche — allerdings in Verbindung mit späteren Vorgängen — die Struktur des Haselgebirges erklären soll, ist als phantastisch zweifellos abzulehnen, ganz abgesehen davon, daß die untere Trias eine Zeit der Erdruhe darstellt und daher sicherlich auch arm an Erdbeben war. E. Kohler[3]) nimmt hingegen an, daß das Haselgebirge keine marine Bildung darstellt, sondern dem sich in den Salzpfannen der Kalahariwüste bildenden „Salzpelit“ zu vergleichen sei. Die chemische Beschaffenheit und die brecciöse Struktur des Haselgebirges stimmen sehr gut mit dem Salzpelit überein. F. Mayer[4]) bringt jedoch gegen die Kohlersche Hypothese eine Reihe von Einwänden, von denen meiner Ansicht nach das Vorkommen mächtiger Anhydritmassen der gewichtigste ist. Sehr merkwürdig ist F. Mayers[5]) Ansicht über die Bildung der stockförmigen Gestalt der Salzlager des Berchtesgadener Landes. Das an verschiedenen nordalpinen Salzlagerstätten nachgewiesene Vorkommen von Eruptivgesteinen führt ihn zu der Hypothese, daß das dem Perm angehörige, also ursprünglich unter den Werfener Schiefern liegende Salzlager durch den Diabasporphyrit emporgehoben wurde, wobei die Werfener Schiefer zur Seite geschoben wurden. Der hellgraue Salzton sei (wenigstens zum Teil) das Produkt von Schlammvulkanen, wie ein chemischer Vergleich mit den von den Schlammvulkanen bei Girgenti und Baku geförderten Massen ergibt. Diese eruptive Emporhebung des Haselgebirges sei zum Teil sehr jung, nach dem Tuff an der Gmundbrücke bei Berchtesgaden, der noch diluviale Nagelfluh durchbrechen soll, sogar nachdiluvial. Eine ganz ähnliche Rolle, wie sie Mayer dem Berchtesgadener Diabas-

---

[1]) G. Geyer, Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften, Bd. LXXXII (Wien 1907), p. 18–19.

[2]) A. Aigner, Der Salzbergbau in den österr. Alpen. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch. Bd. XL (1892), p. 214–228.

[3]) E. Kohler, Ueber die sogenannten Steinsalzzüge des Salzstocks von Berchtesgaden. Geognostische Jahreshefte. Bd. 16 (München 1903), p. 117.

[4]) F. Mayer, Geologisch-mineralogische Studien aus dem Berchtesgadener Land. Geognostische Jahreshefte. Bd. 25 (München 1912), p. 149.

[5]) F. Mayer, l. c., p. 151.

porphyrit zuschreibt, hat übrigens 20 Jahre früher Aigner[1]) dem Hallstätter Melaphyr zugedacht. Gegen die vulkanistischen Vorstellungen Aigners und Mayers ist einzuwenden, daß 1. entgegen der von Mayer ausgesprochenen Meinung das Haselgebirge an zahlreichen Stellen mit echten Werfener Schiefern in Verbindung steht, so zum Beispiel am Hallstätter Salzberg, und zwar derart, daß man entschieden annehmen muß, daß es sich im wesentlichen im Hangenden der Werfener Schiefer befindet (Profile VI—IX). In der Abtenauer Gegend tritt der Gips stets in Verbindung mit Werfener Schiefern auf; 2. müßte der Salzton im Kontakt mit dem Eruptivgestein deutlich gefrittet sein und die Kontaktwirkung müßte mit der Entfernung vom Eruptivgestein abnehmen. Tatsächlich aber unterscheidet sich zum Beispiel der Salzton am Kontakt mit dem Hallstätter Melaphyr (p. 153) gar nicht von dem übrigen Haselgebirge. Das Vorkommen der Minerale, die Mayer als vulkanische Produkte anführt (Schwefel, Pyrit, Realgar, Manganchlorür, Bleiglanz, Zinkblende, Nickelerz, Tellurerz, Magnetit, Eisenglanz und Atacamit) reicht zum Beweise einer Kontaktmetamorphose nicht aus. 3. Sollten die genannten Eruptivgesteine wirklich an Ort und Stelle emporgedrungen und erstarrt sein, was nicht sehr wahrscheinlich ist (vgl. p. 154), so ist ihre Masse jedenfalls zu geringfügig, um so bedeutende Wirkungen hervorzurufen.

Ich bin mit G. Geyer[2]) der Ansicht, daß sich die Ochseniussche Barrentheorie auf die alpinen Salzlager ebenso wie auf die norddeutschen Zechsteinsalze anwenden läßt. Wir müssen uns wohl vorstellen, daß die nordalpinen Salzlager in seichten Lagunen zum Absatze gelangten, welche sich an der Flachküste der Tethys gegen das nördlich anstoßende vindelicische Land ausbreiteten. Diese Lagunen standen mit dem offenen Tethysmeere nur durch schmale und seichte Meeresstraßen in Verbindung und empfingen auch aus dem wüstenartig trockenen Hinterlande, in welchem die wohl größtenteils subaërischen Sedimente[3]) des Buntsandsteines zum Absatz gelangten, keine Zuflüsse von Süßwasser, so daß die Verdunstung überwog und sich an deren Boden Salzlager bilden mußten.

Die Unterschiede, welche zwischen den alpinen Salzlagern und den deutschen Zechsteinlagerstätten bestehen und als Einwände gegen die Annahme gleicher Entstehung derselben angeführt werden könnten, sind solche des Mineralbestandes und der Struktur. Was ersteren Punkt betrifft, so unterscheiden sich die alpinen Salzlager von den deutschen vor allem durch das Fehlen der Minerale der Carnallit- und Bischofitregion[4]), welche von allen Mineralen der Salzlagerstätten am leichtesten löslich sind. Diese Erscheinung kann zweierlei Ursachen

---

[1]) A. Aigner, Der Salzbergbau in den österr. Alpen. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch 1892, p. 223, 224.

[2]) G. Geyer, Die Aufschließungen des Bosrucktunnels. Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. Wien 1907, p. 7.

[3]) E. Philippi, Lethaea geognostica, kontinentale Trias, p. 35. — E. Fraas, Die Bildung der germanischen Trias, Jahreshefte des Vereines für Naturkunde in Württemberg 1889.

[4]) R. v. Görgey, Ueber die alpinen Salzgesteine. Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch., math.-naturw. Klasse. Bd. CXXIII (Wien 1914), p. 932.

haben: Entweder gelangten die genannten Minerale gar nicht zum Absatz, indem die Lagunen nicht bis zur völligen Trockenheit eindampften, sondern bereits nach Ausfällung der Minerale der Polyhalit- und Kieseritregion durch Einschwemmung feinklastischen Materials der Ton zur Ablagerung kam, der das Salzlager vor einer Wiederauflösung durch das Meerwasser schützte. Denn es ist wohl zu beachten, daß die Bildung der Zechsteinsalze eine Festlandsperiode einleitete, also einer negativen Phase entspricht, diejenige der alpinen Salzlagerstätten hingegen den Beginn der Transgression der alpinen Trias darstellt, also eine negative Schwankung in einer im Großen positiven Bewegung der Strandlinie darstellt. Erst über dem undurchlässigen Salzton kamen die rein marinen, kalkig-dolomitischen anisischen Sedimente zum Absatz. Oder die Carnallit- und Bischofitregion war auch in den alpinen Lagerstätten ursprünglich vorhanden, wurde aber bei den tektonischen Vorgängen, bei denen Wasser in das Haselgebirge eindringen konnte, wieder aufgelöst; doch scheint mir erstere Erklärung den größeren Grad von Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

Der strukturelle Unterschied zwischen beiden Lagerstättentypen hingegen besteht hauptsächlich darin, daß die alpinen Salzlager zwar die Mineralien der Anhydrit-, Polyhalit- und Kieseritregion der außeralpinen führen, aber die Regionen selbst und eine Jahresringbildung nicht erkennen lassen, sondern das Bild einer Breccie bieten, in welcher die Minerale der einzelnen Regionen regellos durcheinandergemengt erscheinen. Mojsisovics[1]) trennt zwar eine Anhydrit- und Polyhalitregion, macht aber auf die chaotische Struktur der Salzlager aufmerksam, Aigner[2]) und Commenda[3]) lehnen die Unterscheidung dieser Regionen ausdrücklich ab. Wie bereits Mojsisovics[4]) betont, kann jedoch diese heute vorliegende Breccienstruktur des Haselgebirges keine primäre Erscheinung sein. Wir müssen uns vielmehr vorstellen, daß auch die alpinen Salzlager ebenso wie die außeralpinen in regelmäßigen Schichten zum Absatze gelangten und erst durch die äußerst intensive tektonische Inanspruchnahme bei der Alpenfaltung in eine Breccie verwandelt wurden[5]). Hierbei ist besonders zu beachten, daß sich der Ton des Haselgebirges, der wahrscheinlich ursprünglich in regelmäßiger Schichtung mit den Steinsalzlagern wechsellagerte oder mindestens in deren Hangenden auftrat, bei Einsetzen der gebirgsbildenden Kräfte als äußerst plastisch, das Steinsalzlager selbst aber, wie R. Lachmann[6]) gezeigt hat, als sehr

[1]) E. v. Mojsisovics, Bericht über die im Sommer 1868 ausgeführte Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. Jahrb. der Geol. R.-A. 1869, p. 158—162.

[2]) A. Aigner, Der Salzbergbau in den österr. Alpen, p. 218.

[3]) H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs, p. 48.

[4]) E. v. Mojsisovics, l. c., Jahrb. der Geol. R.-A. 1869, p. 160.

[5]) Auf diese Erscheinung hat auch R. v. Görgey (Die Entwicklung der Lehre von den Salzlagerstätten, Geol. Rundschau 1911, p. 299) hingewiesen. Hingegen kann ich im Gegensatze zu Görgey an einen Einfluß der diluvialen Schmelzwässer auf die Bildung der Haselgebirgsstruktur nicht glauben; die Schmelzwässer der diluvialen Gletscher flossen jedenfalls ebenso wie die heute im Salzkammergute so reichlich fallenden Niederschläge an der Oberfläche der Salzstöcke ab, ohne durch den für Wasser undurchlässigen Ton in das Innere derselben einzudringen.

[6]) R. Lachmann, Der Salzauftrieb, 3. Folge, p. 36—38.

spröde verhalten mußte. Es mußte daher das Salzlager in unzählige, scharfkantige Stücke zerbrechen, welche in den plastischen Ton eingelagert wurden. In den reichsten Partien des Haselgebirges jedoch, in den „Kernstrichen", in welchen auch das Bindemittel der Breccie aus fast reinem Steinsalz besteht und Bruchstücke von schwerer löslichem Anhydrit und unlöslichem Ton enthält, hat bei der Gebirgsbildung eine kristalloblastische Umformung stattgefunden, eine Auflösung des Salzes und eine „Rekristallisation" (Lachmann) desselben, wobei sich, wie Kohler[1]) gezeigt hat, die einzelnen Kernstriche, dem Rieckeschen Gesetze folgend, mit ihrer Streichungsrichtung normal auf die Streß-Richtung einstellen[2]).

Schließlich möchte ich auf die Analogien hinweisen, die sich in der tektonischen Umformung des Haselgebirges und der kristallinen Schiefer ergeben. Wie in dem von F. E. Sueß[3]) beschriebenen Stück aus den Mamorbrüchen von Ungarschitz in Mähren die Bruchstücke der zertrümmerten spröden Amphibolitbank in den sich plastisch verhaltenden Marmor eingebettet sind, liegen die Bruchstücke der Salzgesteine im Salzton eingeschlossen; wo es sich um „armes" Haselgebirge handelt, in welchem der Ton vorherrscht, hat eine echte, plastische Umformung durch Verschiebung der Teilchen, im „reichen" Haselgebirge hingegen, wo der Ton stark zurücktritt, eine Umformung durch Lösungsplastizität stattgefunden[4]). Jedenfalls sind aber zwischen beiden Arten der Plastizität auch Uebergangszonen denkbar. Da die Minerale der Steinsalzlagerstätten eine ungleich größere Löslichkeit als diejenigen der kristallinen Schiefer besitzen, können kristalloblastische Umformungen bei ersteren in viel geringerer Tiefe vor sich gehen als bei letzteren.

Daß das Haselgebirge dem unmittelbaren Hangenden der Werfener Schiefer angehört, zeigt am besten das auf Profil IX dargestellte Stollenprofil des Kaiser-Franz-Josef-Stollens, welches (p. 154) eine eingehende Darstellung erfahren wird.

Daß hier jedoch das Salzgebirge gleichzeitig das Liegende der anisischen Gesteine bildet, ist an der Hauptmasse des Hallstätter Salzlagers nicht mehr zu erkennen, da dieses, wie später (p. 146) gezeigt werden wird, durch autoplastische Vorgänge in höhere Niveaus emporgedrungen ist. Wenn man jedoch diejenigen Punkte der Plassengruppe betrachtet, welche keine ekzematische Hebung erfahren haben,

---

[1]) E. Kohler, Ueber die sogenannten Steinsalzzüge des Salzstockes von Berchtesgaden, Geognostische Jahreshefte, Bd. 16 (1903), p. 121.

[2]) Nach A. Aigner (Analogien der alpinen Salzlagerstätten, Österr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, Wien 1888, p. 100) ist das Streichen der Kernstriche in den tieferen Horizonten des Bergwerkes fast genau Ost-West gerichtet, in den höheren dreht es sich allmählich in einer NO-SW-Richtung. Aigner hat diese Streichrichtungen auf ganz einwandfreie Weise dadurch festgestellt, daß er die Richtung bestimmte, in welcher die Verlaugung der Werksräume die raschesten Fortschritte macht. Demnach stellen sich die tiefsten Partien des Bergwerkes ganz in das generelle Alpenstreichen ein, die höheren hingegen stehen unter dem Einflusse lokaler Ursachen. (Einsinken der Plassenmasse und Anpressen des Haselgebirges gegen Südosten?).

[3]) F. E. Sueß, Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung, Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1909, Taf. V.

[4]) F. E. Sueß, l. c., p. 250.

so läßt sich daselbst die Ueberlagerung des Haselgebirges durch anisische Gesteine sehr gut beobachten. So wird das kleine Salzlager bei der Sattelalpe[1]) vom anisischen Dolomit des Schiechlingskammes (p. 80), die (allerdings heute nicht mehr aufgeschlossene) Haselgebirgspartie bei der Werkstatt[2]) vom anisischen Dolomit des Solingerkogels (p. 61, Profil VI), die kleine Partie von Gips und ausgelaugtem Haselgebirge im Hintergrunde des Klauskogelgrabens (p. 79, Profil IVa) von dem gleichen Dolomit des Klauskogels überlagert.

Man sieht also, daß die gegenwärtig allgemein angenommene Stellung des Haselgebirges im oberen Teile der skythischen Stufe auch durch die Beobachtungen in der Plassengruppe eine Bestätigung erfährt.

3. Anisischer Dolomit.

Gelbliche, hellgrünliche, graue oder rötliche, meist feinkristalline Dolomite. Charakteristisch sind die oft an einem Handstück mehrfach wechselnden, ineinander übergehenden, lichtbunten Färbungen. Brecciöse Partien sind stellenweise vorhanden. Schichtung ist meist zu beobachten; viel seltener ein Zerfallen in aus würfelförmigen, scharfkantigen Bruchstücken bestehenden Grus. Das Zurücktreten dieser für Hauptdolomit so außerordentlich charakteristischen Erscheinung sowie die lichtbunten Färbungen unterscheiden den anisischen Dolomit der Plassengruppe leicht von norischen Dolomiten. Der Ramsaudolomit hingegen ist durch seine fast stets rein weiße Farbe und die zuckerkörnig-löcherige Struktur deutlich verschieden. Der an vielen Stellen der tirolischen Einheit (zum Beispiel an der Südseite der Dachsteingruppe), aber auch in der Reiteralmdecke auftretende Reichenhaller Dolomit ist bedeutend dunkler als das hier vorliegende Gestein.

Mojsisovics[3]) hat diesen Dolomit bereits in die anisische Stufe gestellt, Hahn[4]) hingegen vergleicht denselben mit dem karnischen, lichtbunten Dolomit der Reiteralmdecke der Umgebung von Unken. Tatsächlich ist die petrographische Uebereinstimmung der beiden Gesteine so vollständig, daß die von Hahn für den Unkener Dolomit gegebene Beschreibung[5]) auch vollinhaltlich für den Dolomit der Plassengruppe gilt.

Trotzdem möchte ich den Dolomit der Plassengruppe nicht in die karnische, sondern ebenso wie Mojsisovics in die anisische Stufe stellen, und zwar aus folgendem Grunde. Der Dolomit der Plassengruppe gleicht durch seine petrographische Beschaffenheit nicht

[1]) O. v. Buschmann, Das Salz, dessen Vorkommen und Verwertung, I. Bd., p. 244.

[2]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 72.

[3]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 7.

[4]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1913, p. 436. Auch die von Hahn einige Zeilen höher angewendete Bezeichnung „Ramsaudolomit“ scheint mir nicht zutreffend, da wir in der Plassengruppe keinen Anhaltspunkt für das Vorhandensein der ladinischen Stufe haben.

[5]) F. F. Hahn, Geologie der Kamerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 19.0, p. 328

nur vollständig dem lichtbunten Dolomit der bereits ziemlich weit entfernten Unkener Gegend, sondern — wie ich mich durch eine Exkursion überzeugen konnte — ebenso vollkommen auch den Dolomiten, welche die Basis der Hallstätter Entwicklung des Kampls (P. 1681 *m*)[1] und des Rabenkogels (P. 1391 *m*)[2] bei Mitterndorf bilden. Auch die Mächtigkeit stimmt vollkommen überein (200—300 *m*). Nun ist aber das anisische Alter der Dolomite der Hallstätter Entwicklung in der Mitterndorfer Gegend dadurch mit Sicherheit bestimmt, daß dieser Dolomit am Rabenkogel von Reiflinger Kalken überlagert wird, welche anisische Brachiopoden führen[2]. Ganz ähnliche Gesteine folgen nun auch an einigen Stellen im Hangenden des Dolomits der Plassengruppe, wie später gezeigt werden wird (p. 61 und 80). Außerdem befindet sich hier der Schreyeralmkalk der Schiechlinghöhe im Hangenden des Dolomites (p. 81). Nur für das westlichste Stück des Gebietes (Leitgeb- und Sulzkogel) wäre das Hinaufreichen des Dolomites in die karnische Stufe möglich — doch halte ich es auch hier für nicht sehr wahrscheinlich.

β. Stratigraphische Detailprofile in der juvavischen Einheit.

Für die höhere Trias und den Jura empfiehlt es sich nun, mit Rücksicht auf die bereits oben erwähnte Heteropie die Profile der einzelnen Schollen gesondert zu betrachten.

1. Profil des Solinger- und Someraukogels[3]. (Profile V—VII), Photographie Tafel III, Fig. 2

a) Haselgebirge. Kittl[4]) erwähnt ein Vorkommen bei der Quelle hinter der Werkstatt. Gegenwärtig ist dieser Aufschluß zwar nicht mehr vorhanden, aber die ganze Terrainkonfiguration deutet mit Sicherheit auf das Durchstreichen einer wenig mächtigen Lage von Haselgebirge hin.

b) Anisischer Dolomit. Mächtigkeit: 100—150 *m*.

c) 100 *m* mächtige, hellgraue oder bräunliche Plattenkalke, welche durch ihre petrographische Beschaffenheit an die obernorischen Plattenkalke der Hauptdolomitentwicklung erinnern. Anderseits aber gleichen sie — auch in bezug auf ihre Mächtigkeit — den Reiflinger Kalken, welche unterhalb der Simonywarte (P. 1228) am Rabenkogel bei Mitterndorf die anisischen Dolomite überlagern, und, wie bereits oben erwähnt, anisische Brachiopoden führen. Die Reiflinger Kalke der Mitterndorfer Gegend unterscheiden sich von denen bei Groß-Reifling durch ihre Armut an Hornstein. Auch in den Plattenkalken des Someraukogelprofiles habe ich noch

---

[1]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A., 1915, p. 194.

[2]) G. Geyer, Ebenda, p. 190.

[3]) Der eigentliche, 1417 *m* Seehöhe erreichende Gipfel führt den Namen „Solingerkogel". Als „Someraukogel" wird kein selbständiger Gipel, sondern nur eine gegen Osten abfallende Rippe des Solingerkogels bezeichnet, welche die berühmten Fossilfundstätten trägt.

[4]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 72.

Hornstein gefunden, aber als noch größere Seltenheit als bei Mitterndorf. Diesen Plattenkalken ist in der Südwand des Someraukogels eine Bank eingeschaltet, welche ganz erfüllt ist von Stielgliedern von

Encrinus cf. liliiformis Lam.

Eine ganz ähnliche Encrinusbank konnte ich in den allerdings viel hornsteinreicheren Reiflinger Kalken der Zwieselalpe nachweisen [1]). Wir sind daher wohl berechtigt, auch die Plattenkalke des Somerauprofiles noch in die anisische Stufe zu stellen.

d) ein etwa 200 *m* mächtiger, weißer oder etwas gelblicher oder rötlicher Riffkalk mit roten Adern. Mojsisovics [2]) vergleicht diesen Kalk mit dem „Wandkalk" des Raschberges. Auch der Korallriffkalk des Rötelsteins [3]) ist ein ähnliches Gestein, jedoch reiner weiß und massiger als der des Someraukogels. Leider war es mir nicht möglich, die angeblich im Liegenden dieses Riffkalkes befindliche, von Mojsisovics [4]) erwähnte Fundstätte von karnischen Versteinerungen wieder aufzufinden; auch den derzeit noch lebenden Hallstätter Sammlern ist diese Stelle nicht mehr bekannt. So muß daher die stratigraphische Fixierung dieses hellen, massigen Kalkes der Zukunft überlassen bleiben. Nach oben geht dieser Kalk ganz allmählich, durch Zunahme der rötlichen Färbung und Deutlicherwerden der Bankung, in den

e) unternorischen Hallstätter Kalk des Someraukogels über, der gleichfalls eine Mächtigkeit von etwa 200 *m* erreicht. Die Bankung ist überall deutlich zu sehen, doch besitzt der Kalk nicht den Charakter eines Plattenkalkes. Die Farbe variiert zwischen dunkelrot (an der Hauptfundstätte mit *Cyrtopleurites bicrenatus Hau.*), hellrot (Linse mit *Discophyllites patens*), graurot bis grau.

Mojsisovics unterscheidet zwei fossilführende Linsen [5]) in dem norischen Hallstätter Kalke des Someraukogels, wovon die eine eine ältere (lacische), die andere eine jüngere (alaunische) Fauna einschließt. Letztere, die Hauptfundstätte, liegt in etwa 1140 *m* Seehöhe am Fuße einer langgestreckten, niedrigen, senkrechten Felswand, mit welcher der Someraukogel gegen den Somerau- und Steinbergkogel trennenden Graben „Zwischen den Kögeln" abstürzt. Die Fundstätte gehört

[1]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Teil. Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch., 1914, p. 294.

[2]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl u. Hallstatt, p. 22.

[3]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrbuch der Geol. R.-A., 1915, p. 198.

[4]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 22. Mojsisovics schreibt: „Noch weiter südlich, mithin im Liegenden des weißen Kalkes, in der Richtung gegen den Solingerkogel in der Gegend des Pleningfirt erscheinen dann gleichfalls steilaufgerichtete rote und grauliche Kalke. Hier wurden nun nach Angabe des bekannten Hallstätter Sammlers Vinzenz Riezinger von ihm in einem braunroten Kalke gesammelt . . . ." Mir sind im Liegenden des Riffkalkes keine braunroten Kalke bekannt; wenn übrigens die obige Fundortsangabe richtig ist, liegt die Fundstätte gar nicht im Liegenden des Riffkalkes, da sich der „Pleningfirt" im Hangenden desselben befindet.

[5]) Nur der Fundort mit *Cyrtopleurites bicrenatus* ist auf meiner Karte bezeichnet. Die Fundstätte mit *Cyrtopleurites bicrenatus* ist bereits seit alter Zeit bekannt, diejenige mit *Discophyllites patens* wurde durch Mojsisovics erst im Sommer 1868 entdeckt (Verhandl. der Geol. R.-A., 1868, p. 406).

zweifellos den hangendsten Bänken des Hallstätter Kalkes des Someraukogels an, da nur wenige Schritte von dieser Fundstätte entfernt die Auflagerung des Lias auf den Hallstätter Kalken zu beobachten ist. Die Spuren der von den Sammlern daselbst vorgenommenen Sprengungen lassen die Fundstätte leicht kenntlich erscheinen. Die Linse mit *Discophyllites patens* liegt in etwa der gleichen Seehöhe wie diejenige mit *Cyrtopleurites bicrenatus*, jedoch etwa 80—100 *m* östlich, aber höchstens wenige Meter im Liegenden der alaunischen Fundstätte.

Ich möchte mich daher der von Arthaber[1]) ausgesprochenen Meinung anschließen und dem Altersunterschied beider Linsen nicht allzuviel Bedeutung beilegen, zumal, wie aus der Zusammenstellung bei Kittl[2]) hervorgeht, zwischen beiden Fundstätten ein auffallender Gegensatz in der faunistischen Fazies besteht: In der Linse mit *Discophyllites patens* treten neben Cephalopoden hauptsächlich Gastropoden, in derjenigen mit *Cyrtopleurites bicrenatus* vorwiegend Bivalven auf. Eine Trennung beider Niveaus bei der Kartierung wäre trotz des Farbenunterschiedes ohnehin unmöglich, da ähnliche, ja noch grellere Wechsel in der Färbung in den Hallstätter Kalken sowohl in horizontaler als vertikaler Richtung unzähligemal und in ganz unregelmäßiger Weise stattfinden.

Die Fauna der unternorischen Kalke des Someraukogels setzt sich aus folgenden Formen zusammen:

Anthozoa[3]):

Phyllocoenia Kokeni Frech.

Hydrozoa[3]):

Heterastridium conglobatum Reuß
" *depressum Kittl n. sp.* (H.-M.)[4])
" *pachystylum Frech*
" *compressum Kittl n. sp.* (H.-M.)

---

[1]) G. v. Arthaber, Lethaea geognostica. Alpine Trias, p. 376.

[2]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 74, 75.

[3]) F. Frech, Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. Palaeontographica XXXVII (1890), p. 107, 108. Die Bearbeiter der Coelenteraten, Brachiopoden, Bivalven und Gastropoden des Someraukogels haben die beiden Fundorte nicht getrennt gehalten, auch finden sich auf den in der Sammlung der Geol. R.-A. befindlichen Originalen zu diesen Arbeiten nur die Fundortsangabe „Someraukogel". Eine nachträgliche Trennung derselben nach der Farbe des Kalkes wäre vielleicht möglich, erscheint mir aber doch zu gewagt.

[4]) In dieser und den folgenden Fossillisten ist bei solchen Versteinerungen, welche in der vorliegenden Arbeit von den betreffenden Lokalitäten zum erstenmal angeführt werden, durch den Zusatz: R.-A. = Geol. Reichsanstalt in Wien; H.-M. = Naturhist. Hofmuseum in Wien; Geol. I. = Geol. Universitätsinstitut in Wien; Pal. I. = Paläont. Universitätsinstitut in Wien; L.-M. = Museum Francisco-Carolinum in Linz, die Sammlung bezeichnet, in welcher sich die einzelnen Stücke derzeit befinden.

Crinoidea:

Encrinus sp. (H.-M.)
Porocrinus (?) sp. (H.-M.)

Brachiopoda[1]):

Spirigera Strohmayeri Sueß (Pal. I.)
Retzia pretiosa Bittn. (Pal. I.)
Rhynchonella longicollis Sueß.
„ *juvavica var brevis Bittn.* (Pal. I.)
„ *laevis Sueß.*
„ *cf. halorica Bittn.* (H.-M.)
„ *nux Sueß.*
„ *cf. angulifrons Bittn.* (H.-M.)
Halorella cf. rectifrons Bittn.
Nucleatula retrocita Sueß. (H.-M.)
Waldheimia Ramsaueri Sueß.

Lamellibranchiata[2])

Avicula concinna Hoern.
Monotis Haueri Kittl.
„ *salinária Bronn.*
Halobia halorica Mojs.
„ *cf. halorica Mojs.*
„ *Hoernesi Mojs.*
„ *Simonyi Kittl.*
„ *Stapfi Kittl.*
„ *Partschi Kittl.*
„ *cf. Partschi Kittl.*
„ *paraplicosa Kittl.*
„ *amoena Mojs.*
„ *plicosa Mojs.*
„ *parasicula Kittl.*
„ *lineata Mojs.*
„ *celtica Mojs.*
„ *paralineata Kittl.*
„ *superba Mojs.*
„ *Maximiliani Kittl.*
„ *superbescens Kittl.*
„ *fallax Mojs.*
Pecten concentricestriatus Hoern.
Megalodon columbella Hoern.

---

[1]) A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandlungen der Geol. R.-A. Bd. 14 (1890), p. 252.

[2]) E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der Halobiidas und Monotidae der Trias. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie. II. Bd. Wien 1912, p. 181. — M. Hoernes, Ueber die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. in Wien. Bd. IX (1855), p. 33.

Gastropoda[1]):

Pleurotomaria plurimvittata Kok.
" *coronilla Kok.*
" *Haueri Hoern.* (L.-M.)
Worthenia eremita Kok.
Sisenna daphne Kok.
Sagana Hörnesi Stur.
Stomatia acutangula Kok.
Lepidotrochus cancellatus Kok.
Eucyclus striatus Kok.
Trochus (Tectus) lima Kok.
" " *strobiliformis Hoern.*
" " *annulatus Kok.*
" *serratimargo Kok.*
" *bisculptus Kok.*
Solariella aspera Kok.
Naticopsis gradata Kok.
" *obvallata Kok.*
Hologyra impressa Hoern.
Marmolatella auricula Kok.
Neritaria pisum Kok.
" *pygmaea Kok.*
Acrosolarium superbum Kok.
Colubrella squamata Kok.
Natica (?) *salinaria Kok.*
" *Klipsteini Hoern.*
Turritella saxorum Kok.
Loxonema pagoda Kok.
" (*Polygyrina*) *elegans Hoern.*
Anoptychia tornata Kok.
" *impendens Kok.*
" *vittata Kok.*
Omphaloptycha contracta Kok.
Glyptochrysalis plicata Kok.
Coelostylina salinaria Hoern.
" *trochiformis Kok.* (Pal. I.)
" *arculata Kok.*
" *gibbosa Kok.*
Trypanostylus Hoernesi Kok.
" *obeliscus Kok.*
Heterocosmia grandis Hoern. (L.-M.)
" *sp.* (Pal. I.)

[1]) E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl der Geol. R.-A. Bd. 17 (1897), p. 11.

Cephalopoda[1]):

Linse mit *Phylloceras (Discophyllites) patens*:

Orthoceras lateseptatum v. Hauer.
Ceratites (Epiceratites) nov. form. ind. (aff. Kerneri?) v. Mojs.
Helictites geniculatus v. Hauer.
„ *Reissi v. Mojs.*
Pinacoceras subimperator v. Mojs.
Placites perauctus v. Mojs.
„ *myophorus v. Mojs.*
Juvavites compressus v. Mojs.
„ *Penelopis v. Mojs.*
„ *(Anatomites) Rothi v. Mojs. sh*
„ *(Dimorphites?) Electrae v. Mojs. sh*
„ „ *fissicostatus v. Mojs.*
„ „ *Niobis v. Mojs.*
Isculites subdecrescens v. Mojs.
Arcestes colonus v. Mojs.
„ *evolutus v. Mojs.*
„ *probletostomus v. Mojs.*
„ *semistriatus v. Mojs.*
„ *simostomus v. Mojs.*
„ *(Stenarcestes) planus v. Mojs.*
Sphingites pumilio v. Mojs.
Megaphyllites humilis v. Mojs. sh
Phylloceras (Discophyllites) patens v. Mojs.
„ *(Racophyllites) pumilum v. Mojs.*
Dictyoconites lacicus v. Mojs. h
„ *seminudus v. Mojs.*

Linse mit *Cyrtopleurites bicrenatus v. Mojs.*:

Orthoceras lateseptatum v. Hauer. h
„ *dubium v. Hauer.*
„ *austriacum v. Mojs.*
Clydonautilus noricus v. Mojs.
„ *(Proclydonautilus) gasteroptychus v. Dittm.*
Gonionautilus Quenstedti v. Hauer. sh
Grypoceras mesodicum v. Hauer.
Juvavionautilus subtrapezoidalis v. Mojs.
„ *trapezoidalis v. Hauer.*

[1]) E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. d. Geol. R.-A., Bd. VI, Suppl. 1902, p. 339, 341; Bd. II, p. 804, 805. Diese sowie sämtliche folgenden Listen von triadischen Cephalopoden wurden nach C. Diener, Fossilium catalogus (Cephalopoda triadica) revidiert. Die aus neueren Aufsammlungen stammenden, im Hofmuseum und im paläontologischen Institute der Wiener Universität befindlichen triadischen Cephalopoden der Plassengruppe wurden in die Fossillisten nicht aufgenommen, da sie derzeit durch C. Diener bearbeitet werden. Bei dieser und den folgenden, von Mojsisovics beschriebenen triadischen Cephalopodenfaunen wurden diejenigen Arten, welche auf mehr als 4 Exemplare begründet wurden, mit *h* (häufig), diejenigen, bei welchen mehr als 10 Exemplare vorlagen, mit *sh* (sehr häufig) bezeichnet.

Oxynautilus acutus v. Hauer.
Paranautilus Simonyi v. Hauer.
Tropiceltites (Arnioceltites) Arnoldi v. Mojs.
Ceratites (Epiceratites) Riezingeri v. Mojs.
" " viator v. Mojs.
Buchites modestus v. Buch.
Helictites Alemon v. Mojs.
Phormedites fasciatus v. Mojs.
" juvavicus v. Mojs.
Parathisbites scaphitiformis v. Hauer. h
" Hyrtli v. Mojs.
Clionites Ares v. Mojs.
" Baylei v. Mojs.
" Gandolphi v. Mojs.
" Laubei v. Mojs.
Steinmannites Hoernesi v. Hauer. h
" Renevieri v. Mojs.
Pinacoceras Imperator v. Hauer.
" parma v. Mojs. h
" postparma v. Mojs.
Placites oxyphyllus v. Mojs. h
" perauctus v. Mojs.
" polydactylus v. Mojs. [1])
Daphnites Berchtae v. Mojs.
" Ungeri v. Mojs.
Dionites nov. sp. ind. I.
" nov. sp. ind. II.
Drepanites aster v. Hauer.
" bipunctulus Quenst.
" fissistriatus v. Mojs.
" Hyatti v. Mojs.
" Marsyas v. Mojs.
" Martini v. Mojs.
" nov. sp. ind.
Heraclites Albertii v. Mojs.
" Ariciae v. Mojs.
" Bellonii v. Mojs.
" Brueckei v. Mojs.
" Buffoni v. Mojs.
" Desori v. Mojs.
" Poeschli v. Hauer.
" robustus v. Hauer.
Cyrtopleurites Agrippinae v. Mojs.
" altissimus v. Mojs. h
" bicrenatus v. Hauer. h
" Hutteri v. Mojs.
" sp. ind. aff. Hutteri v. Mojs.
" Saussurei v. Mojs.

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 74.

Cyrtopleurites socius v. Mojs.
" *Thinfeldi v. Mojs.*
Hauerites rarestriatus v. Hauer.
Acanthinites excelsus v. Mojs.
Cochloceras (Paracochloceras) juvavicum v. Mojs.
Distichites celticus v. Mojs.
" *Goebli v. Mojs.*
" *Hacqueti v. Mojs.*
" *Harpalos v. Dittm.*
" *Hippocratis v. Mojs.*
" *Kmetyi v. Mojs.*
" *Loidli v. Mojs.*
" *megacanthus v. Mojs.*
" *Ortelii v. Mojs.*
" *Sylviae v. Mojs.*
" *Wulfeni v. Mojs.*
Ectolcites Hochstetteri v. Mojs.
" *pseudoaries v. Hauer. h*
" *(?) sp. ind.*
Clydonites decoratus v. Hauer.
Sirenites Dianae v. Mojs. h
" *Euphrosinae v. Mojs.*
" *nov. sp. ind. ex. aff. Evae II v. Mojs.*
" *nov. sp. ind. ex. aff. Pamphagus (Dittm.) v. Mojs.*
" *Stachei v. Mojs.*
" *(Anasirenites) Aristotelis v. Mojs.*
Halorites Alexandri v. Mojs.
" *Didonis v. Mojs.*
" *ferox v. Mojs. h*
" *sp. ind. aff. ferocis v. Mojs.*
" *inflatus Mojs.*
" *sp. ind. ex aff. inflati v. Mojs.*
" *macer v. Mojs.*
" *mitis v. Mojs.*
" *sp. ind. ex aff. mitis v. Mojs.*
" *nauticus v. Mojs.*
" *plicatilis v. Mojs.*
" *Ramsaueri v. Hauer. sh*
" *semiplicatus v. Hauer.*
" *suavis v. Mojs.*
" *superbus v. Mojs.*
" *sp. ind. aff. superbo v. Mojs.*
Juvavites continuus v. Mojs.
" *compressus v. Mojs.*
" *Ehrlichi v. Hauer.*
" *sp. ind. ex aff. Ehrlichi (v. Hauer) v. Mojs.*
" *gastrogonius v. Mojs.*
" *interruptus v. Mojs. h*
" *Sandbergeri v. Mojs.*
" *Senni v. Mojs.*

Juvavites Stoliczkai v. Mojs.
„ *Topleyi v. Mojs.*
Sagenites subreticulatus v. Mojs.
„ *Werneri v. Mojs.*
Megaphyllites insectus v. Mojs.
Arcestes diphyus v. Mojs.
„ *distinctus Giebel.*
„ *megalosomus v. Mojs.*
„ *monachus v. Mojs.*
„ *polysarcus v. Mojs.*[1]
„ *subdistinctus v. Mojs. h*
„ *(Stenarcestes) Diogenis v. Mojs. h*
„ *orbis v. Mojs.*
„ *polysphinctus v. Mojs.*
Didymites angustilobatus v. Hauer.
„ *globus Quenst.*
„ *Quenstedti v. Mojs.*
„ *sphaeroides v. Mojs.*
„ *subglobus v. Mojs.*
Cladiscites neortus v. Mojs. sh
„ *quadratus v. Mojs.*
„ *(Paracladiscites) diuturnus v. Mojs. h*
Phylloceras (Racophyllites) debile v. Mojs. h
„ „ *invalidum v. Mojs.*
„ „ *neojurense Quenst. sh*
Atractites alveolaris Quenst. sh
„ *conicus v. Mojs.*

f) Zlambachschichten. Im östlichen Teile des Grabens „Zwischen den Kögeln“ erscheinen in etwa 1110 *m* Seehöhe im Hangenden der unternorischen Hallstätter Kalke des Someraukogels hellgraue Zlambachmergel, die sehr reich an Korallen und Crinoidenstielen sind. (Tafel XV, Profil VII.) Der Auflagerungskontakt auf dem Hallstätter Kalk ist nicht aufgeschlossen. Das Vorkommen hat eine äußerst geringe Ausdehnung und ist eigentlich nur auf einen kleinen, derzeit bereits stark verwachsenen Aufschluß unter einem Baume beschränkt[2]. Trotzdem hat diese Stelle eine reiche Korallenfauna geliefert[3]:

Thecosmilia caespitosa Reuß.
„ *norica Frech.*
„ *fenestrata Reuß.*
„ *Oppeli Reuß.*
„ *Charlyana Frech.*
Isastraea profunda Reuß.
„ „ „ *var. major Frech.*

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 74.
[2]) Fossilzeichen auf der Karte nordöstlich von dem, welches die Linse mit *Cyrtopleurites bicrenatus* andeutet.
[3]) F. Frech, Die Korallenfauna der Trias I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. Palaeontographica XXXVII (1890), p. 104—106.

Isastraea austriaca Frech.
" norica Frech.
Phyllocoenia decussata Reuß.
" incrassata Frech.
" grandissima Frech.
Astrocoenia Waltheri Frech.
Stephanocoenia Schafhäutli Winkl.
Montlivaltia norica Frech.
" Fritschi Frech.
Stylophyllopsis polyactis Frech.
" Zitteli Frech.
" Mojsvari Frech.
Stylophyllum paradoxum Frech.
" pygmaeum Frech.
Thamnastraea rectilamellosa Winkl.
Procyclolithes triadica Frech.
Astraeomorpha crassisepta Reuß.
" confusa Winkl.
" " " var. minor Frech.
Spongiomorpha ramosa Frech.
" minor Frech.
Stromatomorpha stylifera Frech.
Coccophyllum Sturi Reuß.
Chaetetes n. sp. ind.

An Cephalopoden wurden von dieser Stelle beschrieben [1]):

Protoplatytes neglectus v. Mojs.

g) Höher oben im Graben „Zwischen den Kögeln“ von etwa 1200 *m* Seehöhe an wird der dunkelrote, unternorische Hallstätter Kalk des Someraukogels ohne Zwischenlage von Zlambachmergeln unmittelbar von 10—15 *m* mächtigen, 60°—70° NNO fallenden Liasgesteinen [2]) bedeckt. (Tafel XV, Profil VII.) Das Fehlen der geringmächtigen Zlambachschichten an dieser Stelle hat wohl tektonische Ursachen. Der Lias besteht zunächst aus hellgrauen, in 1 *dm* mächtige Bänke gegliederten Kalkmergeln, denen ganz dünnblättrige Mergelschichten zwischengeschaltet sind. Auch an Spongiennadeln reiche Lagen sind vorhanden. Diese grauen Mergel zeigen eine hellere Farbe als die tirolischen Liasfleckenmergel und weisen keine dunkleren Flecken auf; die Cephalopoden sind meist von einer rostgelben Eisenoxydschichte überzogen. Dadurch bekommen sie mehr das Aussehen von Neokommergeln.

Diese Mergel haben folgende Versteinerungen geliefert (Eigentum des Naturhistorischen Hofmuseums):

Lamellibranchiata:

Inoceramus ventricosus Sow.

[1]) E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. der Geol. R.-A. VI, I. Teil (1873), p. 66, Taf. XXVII, Fig. 2; Suppl. 1902, p. 333.
[2]) E. Kittl, Exkursionsführer, pag. 75.

Cephalopoda:

Phylloceras anonymum Haas.
" *Geyeri Bon.*
" *sp.*
Rhacophyllites libertus Gemm.
Lytoceras cf. apertum Geyer.
Polymorphites sp. (Jugendform.)
Uptonia sp. (*cf. Jamesoni Sow. var. costosa Qu.*)
Tropidoceras erythraeum Gemm.
Coeloceras Grenouillouxi d'Orb.
" *Sellae Gemm. var. depressa Rosenb.*
Atractites sp. (*Phragmokon.*)

Das häufigste Fossil ist *Inoceramus ventricosus* Sow., von welchem etwa 25 Exemplare vorliegen, während die Cephalopoden nur in je 1 Stücke bekannt sind.

Diese Mergel gehen gegen oben in Mergelkalke von ziegelroter Farbe über, welche an Adneter Schichten erinnern.

Diese roten Mergel enthalten folgende Fauna [1]:

Brachiopoda:

Terebratula (*Pygope*) *Erbaensis Sueß* (H.-M.)
" *Renieri Cat.* [2]) (R.-A., H.-M.)
" *Rotzoana Schaur.* (H.-M.)

Lamellibranchiata:

Inoceramus nobilis Mnstr. (R.-A., H.-M.)
Pecten (*Velopecten*) *cf. tumidus Hartm.* (H.-M.)
" *sp.* (H.-M.)
Oxytoma cf. inaequivalve Sow. (R.-A.)

Gastropoda:

Chemnitzia sp. (R.-A.)

Cephalopoda:

Nautilus Hallstattensis n. sp. [3]) (H.-M.)
" *Geyeri Prinz* [4]) (R.-A., H.-M.)
" *cf. Semseyi Prinz.*

---

[1]) Die bei Kittl, Exkursionsführer, p. 75, angeführte Fossilliste ist bereits auf einen sehr kleinen Teil des in der vorliegenden Arbeit beschriebenen, mit H.-M. (Eigentum des naturhistor. Hofmuseums) bezeichneten Materiales begründet.

[2]) Dieser und der folgende Brachiopode werden bereits von K. v. Zittel (Verh. der Geol. R.-A., 1887, p. 219) aus dem Lias von Hallstatt erwähnt, und zwar ersterer unter dem Namen: *Terebratula fimbriaeformis.* Das Vorkommen dieser beiden, für die „grauen Kalke von Südtirol" äußerst charakteristischen Brachiopoden im juvavischen Lias des Salzkammergutes ist sehr bemerkenswert, da sie sonst im nordalpinen Lias zu fehlen scheinen.

[3]) Siehe Anhang II, Paläontologische Bemerkungen, p. 184.

[4]) Siehe Anhang II, Paläontologische Bemerkungen, p. 186.

Phylloceras Meneghinii Gemm. (R.-A.)[1])
„ *cf. frondosum Reyn.* (R.-A., H.-M.)
„ *cf. Zetes d'Orb.* (R.-A., H.-M.)
„ *Geyeri Bon.* (R.-A., H.-M.)
Rhacophyllites libertus Gemm. (H.-M.)
„ *cf. limatus Rosenberg.* (R.-A.)
Lytoceras sp. (R.-A.)
Aegoceras (Amblycoceras) capricornum Schloth. (R.-A., H.-M.)
„ *(Deroceras) Davoei Sow. var. enodis Qu.* (R.-A.)
Liparoceras cf. striatum Rein. (R.-A.)
„ *Bechei Sow.* (R.-A., H.-M.)
Acanthopleuroceras (?) sp. (R.-A.)
Amaltheus margaritatus Montf. (H.-M.)
„ *(Paltopleuroceras) spinatus Brug.* (R.-A.)
Harpoceras (Arieticeras) Algovianum Opp. (R.-A.)
„ *(Grammoceras) Normannianum d'Orb.* (R.-A.)
„ *Boscense Reyn.* (R.-R., H.-M.)
„ *cf. Bonarellii Fuc.* (R.-A.)
Coeloceras psiloceroides Fuc. (R.-A., H.-M.)
„ *Italicum Fuc.* (H.-M.)
„ *Ausonicum Fuc.* (H.-M.)
„ *cf. incertum Fuc.* (R.-A.)
„ *cf. Indunense Fuc.* (R.-A.)
„ *cf. Maresi Reyn.* (R.-A.)
Belemnites (Megateuthis) paxillosus Schloth. (R.-A., H.-M.)
Hadrocheilus sp. (Gruppe der *proceri Till.*)

Wie bereits E. Kittl[2]) hervorhebt, ist *Harpoceras Boscense Reyn.* weitaus die häufigste Form dieser Fauna; in der Sammlung des Naturhistorischen Hofmuseums liegen über 100, in derjenigen der Geologischen Reichsanstalt über 20 Exemplare dieser bezeichnenden Mittelliasform. Das zweithäufigste Fossil ist *Phylloceras Geyeri Bon.*, von welchem 25 Exemplare bekannt sind, dann folgen *Inoceramus nobilis Mnstr* mit 19 Exemplaren, hierauf *Phylloceras cf. Zetes d'Orb.*, *Harpoceras Normannianum d'Orb.*, *Aegoceras capricornum Schloth.*, *Coeloceras psiloceroides Fuc.* und *Phylloceras cf. frondosum Reyn.*, welche in 11—6 Exemplaren vorliegen. Die übrigen Versteinerungen sind nur in 1—3 Stücken bekannt.

Die Fauna sowohl der grauen als der roten Mergel hat einen typisch mittelliasischen Charakter; es liegt nicht eine Form vor, welche nicht aus dem Mittellias bekannt wäre[3]). Der stratigraphische Umfang der beiden Faunen läßt sich aber noch bei weitem schärfer präzisieren: Die ziegelroten Mergel der Lokalität „Zwischen den Kögeln" und (wie vorgreifend bemerkt werden soll) die p. 92 beschriebene Fauna der „Dammhöhe" ent-

[1]) Darunter ein Riesenexemplar mit einem Durchmesser von 145 *mm*.
[2]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 75.
[3]) Nur *Nautilus Semseyi Prinz* ist bisher nur aus dem Oberlias bekannt; doch ist die Identifizierung mit dieser Form wegen des Erhaltungszustandes sehr unsicher.

halten zweifellos nur Faunenelemente der Zonen des *Deroceras Davoei*, *Amaltheus margaritatus* und *Amaltheus spinatus*[1]). Es findet sich keine Form in dieser Fauna, welche auch die Vertretung höherer oder tieferer Zonen vermuten ließe.

Wie ein Vergleich der Fossillisten ergibt, ist die Uebereinstimmung der Mittelliasfauna der Plassengruppe mit den anderen Ammonitenfaunen des Mittellias in den Nordalpen eine sehr weitgehende. Dies gilt insbesondere für die Faunen vom Hinterschafberg[2]), von der Kratzalpe im Hagengebirge[3]), von Adnet[4]) und der Kammerkergruppe[5]). Dies ist um so bemerkenswerter, als die petrographische Fazies mit diesen Lokalitäten nicht völlig übereinstimmt, da in den genannten nordalpinen Lokalitäten der Mittellias in Form eines reineren, tonärmeren Kalkes entwickelt ist.

G. Geyer[6]) hat bereits auf die große Uebereinstimmung zwischen den Faunen des Schafberges und der Plassengruppe hingewiesen, welche sich nicht nur durch das Vorkommen derselben Arten, sondern auch durch die relative Häufigkeit der einzelnen Spezies zu erkennen gibt. So gehören auch in der Schafbergfauna *Harpoceras Boscense* und *Phylloceras Geyeri* (-*Phylloceras Capitanei* bei Geyer) zu den häufigsten Formen, wenn auch am Schafberge *Harpoceras Boscense* nicht in dem Maße vorherrscht wie am Someraukogel. Doch besitzt die Plassenfauna einen größeren stratigraphischen Umfang als die Schafbergfauna, da letztere nach Geyer nur der unteren Zone des Amaltheus margaritatus entspricht.

Die Fauna der „Roten Cephalopodenkalke" der Kratzalpe reicht tiefer hinab als die Fauna der Plassengruppe (nach Rosenberg[7]) bis in die Zone des *Deroceras armatum*), erreicht jedoch nicht mehr die Zone des *Amaltheus spinatus*.

---

[1]) Da das Material nicht bankweise aufgesammelt wurde, läßt sich derzeit nicht mehr feststellen, ob die drei Zonenammoniten: *Deroceras Davoei*, *Amaltheus margaritatus* und *Amaltheus spinatus* in derselben Schichte lagen oder wie im schwäbischen Jura verschiedenen Niveaus entnommen wurden. Der petrographische Charakter des Muttergesteines ist bei allen drei Ammoniten vollständig derselbe. Nur dann, wenn die genannten Ammoniten — was ich für das wahrscheinlichere halte — in derselben Reihenfolge wie in Schwaben übereinander lagen, haben wir streng genommen das Recht, den Mittellias der Plassengruppe als zeitliches Aequivalent der drei Zonen des außeralpinen Lias aufzufassen; es ist jedoch, wie C. Diener (Die Bedeutung der Zonengliederung für die Frage der Zeitmessung in der Erdgeschichte, Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc., 1918, Beilageband XLII, p. 113, 114) gezeigt hat, auch nicht ausgeschlossen, daß die drei Ammoniten gleichzeitig gelebt haben.

[2]) G. Geyer, Die mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinter-Schafberges in Oberösterreich. Abhandl. der Geol. R.-A., Bd. XV.

[3]) P. Rosenberg, Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns. Bd. XXII.

[4]) F. Wähner, Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. Exkursionsführer des IX. Internat. Geologenkongresses, p. 6, 7.

[5]) F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 372—375.

[6]) G. Geyer, l. c. p. 72.

[7]) P. Rosenberg, l. c. p. 333.

Hingegen scheint die von Hahn beschriebene Mittellias-Fauna der „Roten Ammonitenkalke" der Kammerkergruppe genau denselben stratigraphischen Umfang zu besitzen wie diejenige der Plassengruppe.

Auch in dem leider bisher noch wenig bekannten Mittellias von Adnet treten durchaus identische Formen auf.

Im Gegensatze zu den roten Mergeln entspricht die bedeutend ärmere Fauna der dieselben unterlagernden grauen Mergel einem tieferen Niveau des Mittellias, und zwar der Zone der *Uptonia Jamesoni.* Dies geht nicht nur aus dem vollständigen Fehlen der in allen Margaritatusschichten der Nordalpen massenhaft auftretenden Harpoceren, sondern insbesondere aus dem Vorkommen einer der *Uptonia Jamesoni* mindestens sehr nahe stehenden Form, ferner daraus hervor, daß *Tropidoceras erythraeum* für die Schichten von Rocche rosse bei Galati[1]) und des Monte Calvi[2]) charakteristisch ist, welche zweifellos die untere Stufe des Mittellias (Lias γ) repräsentieren. Aber auch die übrigen Formen sind durchwegs für Lias γ bezeichnend.

Der Mittellias der juvavischen Zone der Plassengruppe ist jedenfalls als das Sediment eines ruhigen und ziemlich tiefen Meeres aufzufassen.

2. Profil des Steinbergkogels (Profil VII).

Der durch den bereits mehrfach genannten Graben „Zwischen den Kögeln" vom Someraukogel getrennte, 1265 *m* hohe Steinbergkogel besteht in seiner Gesamtheit aus obernorischem Hallstätter Kalk. Es ist dies ein meist hellgrauer, stellenweise grünlicher, dichter, etwa 150 *m* mächtiger Kalk, der gelegentlich Pyrit führt und viel deutlicher geschichtet ist als der unternorische Kalk des Someraukogels. Er nimmt bisweilen den Charakter eines Plattenkalkes an und ist durch mergelige Zwischenlagen ausgezeichnet, wodurch er, wie bereits Kittl[3]) bemerkt, in Zlambachschichten übergeht. An der Nordseite des Kogels finden sich auch hellrote Bänke; eine derselben ist in etwa 1130 *m* Höhe[4]), etwas unterhalb des Einganges zum Ferdinandstollen (Steinbergstollen), ganz erfüllt mit

Monotis salinaria Bronn.

Mojsisovics[5]) unterscheidet zwei Fossilfundstätten am Steinbergkogel. Die Hauptfundstätte liegt in grauem, steil nordfallendem Kalk in 1240 *m* Höhe (Fossilzeichen der Karte) am Westabhange des Steinbergkogels gegen die von Haselgebirge erfüllte, sumpfige Dammwiese und hat folgende Versteinerungen geliefert:

---

[1]) G. G. Gemmellaro, Sui fossili degli strati a *Terebratula Aspasia* della contrada Rocche Rosse presso Galati (Giornale dic scienze naturali et economiche di Palermo, vol. XVI [1884], p. 204, Taf. V, Fig. 10–16).

[2]) A. Fucini, Fauna del Lias medio del Monte Calvi presso Campiglia Marittima (Palaeontographia Italica II [1896], p. 248, Taf. XXIV, Fig. 22).

[3]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 77, 78.

[4]) Etwas oberhalb des „g" im Worte „Steinbergstollen" der Alpenvereinskarte.

[5]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 23.

Anthozoa[1]):

Phyllocoeniä Kokeni Frech.
Isastraea salinaria Reuß.

Brachiopoda[2]):

Spirigera oxycolpos Emmr.
„ *Deslongchampsi Sueß.*
„ *pachyrhyncha Bittn.* (?)
Halorella pedata Bronn.
Juvavella Sueßi Bittn.
Waldheimia dualis Bittn.

Lamellibranchiata[3]):

Monotis salinaria Bronn.
„ *Hoernesi Kittl.*
„ *Haueri Kittl.*
Lima Ramsaueri Hoern.
Megalodon sp. (L.-M.)

Gastropoda[4]):

Pleurotomaria aff. Wittei Kok. (L.-M.)
Neritopsis compressa Hoern. var. transversa Kok.
Marmolatella sp.
Purpuroidea excelsior Kok.
Natica Klipsteini Hoern.
„ *salinaria Kok.*
Heterocosmia rudicostata Kok.
Eucycloscala eminens Kok.
Turritella saxorum Kok.
Coelostylina salinaria Hoern.
Coelochrysalis tumida Kok.
Glyptochrysalis plicata Kok.
Zygopleura cf. nodosoplicata Münst.

Cephalopoda[5]):

Orthoceras salinarium v. Hauer. h
Paranautilus modestus v. Mojs.
„ *Simonyi v. Mojs. h*

---

[1]) F. Frech, Die Korallenfauna der Trias I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. Palaeontographica XXXVII (1890), p. 107.

[2]) A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A., 14 (1890), p. 252.

[3]) E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Paläontologie, II. Bd., p. 181. — M. Hoernes, Ueber die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. Denkschriften d. kais. Akademie d. Wissensch., Bd. XI (1855), p. 33.

[4]) E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl. d. Geol. R.-A., 17 (1897), p. 11.

[5]) E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. d. Geol. R.-A., VI, Suppl. 1902, p. 343; Bd. II, p. 808.

Clydonautilus (*Proclydonautilus*) *gasteroptychus v. Dittm.*
" " *spirolobus v. Dittm.*
Gonionautilus securis v. Dittm.
Juvavionautilus heterophyllus v. Hauer.
Oxynautilus acutus v. Hauer. h
Grypoceras mesodicum v. Hauer. h
" *haloricum v. Mojs.*
" *obtusum v. Mojs.*
Cochloceras continue costatum v. Mojs.
" (*Paracochloceras*) *canaliculatum v. Hauer.*
" " *juvavicum v. Mojs.*
" " *Suessi v. Mojs.*
Rhabdoceras Suessi v. Hauer. h
Pinacoceras Imperator v. Hauer.
" *Metternichi v. Hauer. h*
Placites oxyphyllus v. Mojs.
Sagenites Aurelii v. Mojs.
" *princeps v. Mojs. h*
" *Ransonneti v. Mojs.*
" *sp. ind. ex aff. Ransonneti v. Mojs.*
" *reticulatus v. Hauer.*
" *rhabdotus v. Mojs.*
" *Theodori v. Mojs.*
" *sp. ind. ex aff. Theodori v. Mojs.*
Dionites caesar v. Mojs.
" *lapidarius v. Mojs.*
Megaphyllites insectus v. Mojs.
Arcestes galeiformis v. Hauer.
" *gigantogaleatus v. Mojs. h*
" *hypocyrtus v. Mojs.*
" *intuslabiatus v. Mojs. sh*
" *polycaulus v. Mojs.*
" (*Stenarcestes*) *ptychodes v. Mojs.*
" " *subumbilicatus v. Hauer. sh*
Cladiscites cinereus v. Mojs.
" *tornatus Bronn.*
" (*Paracladiscites*) *diuturnus v. Mojs.*
" " *multilobatus Bronn. h*
Phylloceras (*Rhacophyllites*) *debile v. Hauer. h*
" " *neojurensis Quenst.*[1]
" " *occultum v. Mojs.*
Atractites alveolaris Quenst. sh

Die zweite Fundstätte, welche in einer Bank weißen Crinoidenkalkes am Gipfel gelegen ist, lieferte folgende vorwiegend kleine Formen:

Crinoidea:

Encrinus sp. (H.-M.)
Porocrinus (?) *sp.* (H.-M.)

---

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 76.

Brachiopoda[1]):

Koninckina blandula Bittn.
Koninckella norica Bittn.
Amphiclina ambigua Bittn.
Spirigera Deslongchampsi Sueß.
Rhynchonella nux Sueß.
" *Mojsisovicsi Bittn.*
" *Geyeri Bittn.*
Juvavella Suessii Bittn.

Gastropoda[2]):

Oncochilus bullatus Kok.
Natica Klipsteini Hoern.
" *compacta Kok.*

Cephalopoda[3]).

Celtites (Cycloceltites) annulatus v. Mojs. sh
" " *Arduini v. Mojs. h*
" " *div. form. juv. ex aff. Arduini v. Mojs.*
" " *auritus v. Mojs.*
" " *Haeckeli v. Mojs. h*
Tropiceltites (Arnioceltites) nov. f. ind. ex aff. Arnoldi v. Mojs.
Choristoceras zlamense v. Mojs.
" *(Peripleurites) saximontanus v. Mojs. h*
Rhabdoceras Sueßi u. *Hauer. h*
Megaphyllites insectus v. Mojs. sh
Arcestes oligosarcus v. Mojs. sh
" *(Stenarcestes) peribothrus v. Mojs. h*
Phylloceras (Rhacophyllites) invalidum v. Mojs. sh

Wie im tektonischen Teil (p. 142) gezeigt werden wird, ist der Steinbergkogel wahrscheinlich nichts anderes, als die durch tektonische Vorgänge vom Profile des Solingerkogels abgerissene obernorische Partie desselben. Wir sind daher wohl berechtigt, uns vorzustellen, daß sich die obernorischen Kalke einst im Hangenden der unternorischen des Solingerkogels befunden hatten, und zwar in dem Teile der Scholle, welcher vom Profile VII gequert wird. Bestätigt wird diese Hypothese dadurch, daß sich einerseits östlich der kleinen, im Graben „Zwischen den Kögeln“ gelegenen Partie von Zlambachschichten unmittelbar oberhalb des Weges Salzberg—Schlaipfenmoosstube bei der Karlsbrücke[4]) eine kleine Kalkpartie im Hangenden der unter-

[1]) A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias, p. 252.

[2]) E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt, p. 11. In den auf dieser Seite der Kokenschen Arbeit enthaltenen Fossillisten des Somerau- und Steinbergkogels steht irrtümlicherweise *Natica elevata* statt *Natica Klipsteini* (vgl. p. 77), während die p. 78 beschriebene *Natica (?) salinaria* anzuführen vergessen wurde.

[3]) E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Suppl. 1902, p. 343, Bd. II, p. 808.

[4]) Siehe Alpenvereinskarte!

norischen Kalke des Someraukogels befindet, welche vollständig denen des Steinbergkogels gleicht, anderseits die Kalke des Steinbergkogels selbst in Zlambachschichten übergehen.

3. Profil der Lauterbachscholle.

An das Profil des Someraukogels schließt sich zunächst das Profil einer kleinen Scholle an, welche durch den oberen Teil des $^1/_2$ *km* westlich der Werkstatt befindlichen Lauterbachgraben sowie durch den an der Ostseite dieses Grabens in 979 *m* Seehöhe angelegten Lauterbachstollen aufgeschlossen erscheint. (Tafel XV, Profil V.)

Der Lauterbachstollen ist vom Eingange 26 *m* lang verzimmert — bis hierher wird offenbar der beim Eingange des Stollens in großer Mächtigkeit abgelagerte Schutt gequert. Von Meter 26 an ist der Stollen 6 *m* lang durch steil N fallende

a) dunkelrote Hallstätter Kalke geführt, welche vollständig den unternorischen Hallstätter Kalken des Someraukogels gleichen. Dieselben Kalke trifft man auch von Meter 101 bis Meter 112 aufgeschlossen, hier jedoch 45° südwärtsfallend, also offenbar mit denjenigen am Eingange eine WO streichende Synklinale bildend. Das dazwischen gelegene, 69 *m* lange Stück ist leider verzimmert; doch erkennt man am Beginne der Zimmerung (32 *m* vom Eingange entfernt), daß die Hallstätter Kalke von

b) hellgrauen Mergeln überlagert werden, welche also offenbar den Kern der Synklinale bilden. Die gleichen Mergel sind im Lauterbachgraben westlich vom Mundloche des Stollens aufgeschlossen und lassen sich von hier an, den Graben entlang, ein Stück aufwärts und abwärts verfolgen. Es sind hellgraue, 10—20 *cm* mächtige, stellenweise Fucoiden führende Fleckenmergel, welche mit schwarzen, dünnblättrigen Schiefern wechsellagern. Diese Fleckenmergel haben nun im tieferen Teile Korallen [1]) geliefert, entsprechen also wohl hier den Zlambachschichten des Profiles durch den Someraukogel, im höheren jedoch Liasversteinerungen, so daß sie den Liasmergeln des Grabens „Zwischen den Kögeln“ gleichgestellt werden können. In der Sammlung der geologischen Reichsanstalt liegt eine Platte hellgrauen Fleckenmergels, welche ein Exemplar von

Arietites (*Arnioceras*) *ceratitoides Qu.* (R.-.A.)

führt [2]). Das sehr gut erhaltene Stück zeigt bei einem Durchmesser von 75 *mm* 53 Rippen und gleicht fast vollständig dem von Hauer [3]) abgebildeten Exemplare. Wir sehen also, daß die Fleckenmergel des Lauterbaches bis in die Oberregion des unteren Lias reichen.

---

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 71. 72.

[2]) Die Fundortsangabe kann als gesichert gelten, da das Stück selbst, von Mojsisovics' eigener Handschrift geschrieben, die Fundortsbezeichnung „Lauterbach“ trägt. Auch ist es in einem mir vorliegenden, unpublizierten Manuskript Mojsisovics' erwähnt.

[3]) F. v. Hauer, Ueber die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien 1856 (Bd. XI), Taf. VI, Fig. 4.

c) Außer diesen grauen Fleckenmergeln erwähnt Mojsisovics in mir vorliegenden handschriftlichen Notizen rote Mergel von der Lokalität „Lauterbach", welche vollkommen dem Mittellias des Somerauprofiles gleichen und nach in der Sammlung der geologischen Reichsanstalt befindlichen Stücken einige sehr schlecht erhaltene Ammonitenreste geliefert haben, von denen einer wahrscheinlich mit

Rhacophyllites (*Meneghiniceras*) *eximius* Hauer (R.-A.)

identisch sein dürfte, also tatsächlich auch dem Mittellias entsprechen würden. Da jedoch diese roten Mergel derzeit nicht mehr aufgeschlossen sind, muß dieses Vorkommen als sehr unsicher bezeichnet werden.

4. Profil des Klauskogels (Profil IV a).

Durch eine schlecht aufgeschlossene, das heißt mit Plassenkalkschutt und Moräne sehr stark überdeckte Region getrennt, treffen wir etwa 1 *km* weiter westlich, annähernd in der Streichungsfortsetzung des Solingerkogels, zwischen dem 1100 *m* hoch gelegenen Fuße des Klauskogels[1]) und der Durchgangalpe (1385) folgendes Profil:

a) sehr gipsreiches, geringmächtiges Haselgebirge am Fuße des Klauskogels in 1100 *m* Seehöhe; darüber

b) anisischer Dolomit, 170 *m* mächtig, den größten Teil der senkrechten Südwand des Klauskogels zusammensetzend und vollkommen dem Dolomit des Someraukogelprofiles gleichend; darüber am Gipfel des eine Jagdhütte tragenden Klauskogels (1268 *m*):

c) roter, gebankter Hallstätter Kalk, welcher dem unternorischen Kalke des Someraukogels gleicht, etwa 120 *m* mächtig; dieser wird unmittelbar bei der Durchgangalpe, im Bette des obersten Klauskogelbaches, von

d) hellgrauem Plattenkalk überlagert, welcher vom obernorischen Hallstätter Kalk des Steinbergkogels nicht zu unterscheiden ist.

Wir sehen also ein Profil vor uns, das man mit dem Profile Somerau—Steinbergkogel noch ganz gut vergleichen kann, jedoch diesem gegenüber eine sehr bedeutende Reduktion erkennen läßt; insbesondere fehlen hier die im Profile des Someraukogels unter *c*) und *d*) ausgeschiedenen Schichtkomplexe (Reiflinger Kalk und heller Riffkalk), und auch der rote, unternorische Hallstätter Kalk ist hier bedeutend weniger mächtig als dort. Ich vermute, daß die zwischen dem anisischen Dolomit und dem unternorischen Hallstätter Kalke des Klauskogels vorhandene Lücke auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist, da die untersten Lagen des Hallstätter Kalkes in diesem Profile[2]) einen auffallend brecciösen Eindruck machen und überhaupt sehr stark gequält erscheinen; ich habe aber, um das

[1]) Beim „K" des Wortes „Klauskogel" meiner Karte.
[2]) Besonders schön in 1280 *m* Höhe im Bachbette zwischen Durchgang- und Klausmoosalpe zu sehen.

Kartenbild nicht allzusehr zu verwirren, die Grenze zwischen Dolomit und dem unternorischen Hallstätter Kalk nicht mit einer roten Linie bezeichnet.

5. Profil des Schiechlingkammes (Profile III—V).

Als „Schiechlingkamm" bezeichne ich eine im Nordgehänge der Plassengruppe gegen das vordere Gosautal orographisch äußerst scharf ausgesprochene Wandstufe, welche sich über der gesimseartig vom „Sattel" (Profil VI) über die Sattelalpe (Profil V) zur Rettengrabenhütte (Profil III) in durchschnittlich 1350 *m* Höhe hinziehenden Terrasse in senkrechten Wänden erhebt und oben von einer ähnlichen, etwa 1600 *m* hoch gelegenen Terrasse begrenzt wird, welche die Schiechlingalpe trägt. Der Schiechlingkamm erreicht in den beiden Gipfeln „Schiechlingkogel" und „Hoher Schreierkogel" 1668, beziehungsweise 1620 *m* Seehöhe. Das Profil läßt von unten nach oben folgende Schichtglieder erkennen:

a) Werfener Schiefer. Gute Aufschlüsse von roten, glimmerigen Schiefern finden sich am „Sattel" 1360 *m* (Profil VI) und südlich unterhalb desselben bis in etwa 1240 *m* Höhe hinab, ferner unterhalb der Nordwand des Schiechlingkogels [1]), graue Werfener Schiefer westlich unmittelbar unter der Rettengrabenhütte (Profil III) an der Quelle des Rettengrabenbaches. Bei der Sattelalpe sind diese Werfener Schiefer von einem kleinen Salzlager begleitet [2]).

b) Anisischer Dolomit, 150 *m* mächtig, den untersten Teil der Wandstufe in der ganzen Länge der Schiechlingscholle bildend,

c) im östlichen Teil des Kammes (Profil V) hellgraue oder bräunliche Plattenkalke, welche vollkommen den „Reiflinger" Kalken des Someraukogelprofils gleichen, sich aber hier als vollständig frei von Hornstein erwiesen haben. Sie erreichen aber im Schiechlingprofil nur eine Mächtigkeit von 60 *m*. Im Streichen werden diese Plattenkalke etwa im Profile der Sattelalpe gegen Westen zu durch etwa 100—150 *m* mächtige, weiße Korallriffkalke ersetzt (Profile III, IV). Das Gestein zeigt eine rein weiße oder etwas ins Gelbliche oder Rosa übergehende Farbe und wird von feinen, roten Adern durchsetzt. Auswitterungen von Korallen sind besonders an solchen Blöcken massenhaft zu sehen, welche längere Zeit von Humus bedeckt und der Einwirkung der Humussäuren ausgesetzt waren; am frischen Gestein oder auf der an der Luft entstandenen Verwitterungsschichte findet man die Korallenreste nicht. Nach oben

---

[1]) An der Stelle, wo der von der Sattelalpe auf der Terrasse gegen Westen geführte Holzweg sein Ende erreicht. Südlich des Sattels trifft man etwa 20 *m* unterhalb desselben eine sehr kleine, gänzlich in Werfener Schiefer eingewickelte Partie eines hellgrauen, etwas sandigen Fleckenmergels. Wie bereits Hauer (Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino, p. 299, 300) ganz richtig bemerkt, hat dieser Mergel den petrographischen Charakter der Neokommergel. Es handelt sich jedenfalls um einen beim juvavischen Ueberschiebungsvorgang mitgerissenen Schubfetzen von Fleckenmergel unbekannten Alters (Zlambachschichten?).

[2]) O. v. Buschmann, Das Salz, p. 244.

geht dieser Riffkalk ohne scharfe Grenze, indem er gegen oben allmählich Bankung annimmt, in den

d) Schreyeralmkalk über, welcher die Gipfelpartie des Schiechlingkammes bildet. Ich habe, um an der mir anfangs sehr plausiblen Deutung des unter *c*) beschriebenen Riffkalkes als „Reiteralmkalk“, die Hahn [1]) gegeben hat, auch für dieses Profil festhalten zu können, sehr lange nach einer *c*) und *d*) trennenden Fuge gesucht, die als Ueberschiebungsfläche gedeutet werden könnte; doch bin ich nach genauer Untersuchung zu der von Mojsisovics [2]) und Kittl [3]) ausgesprochenen Meinung zurückgekehrt, daß der Riffkalk die normale Unterlage des Schreyeralmkalkes bildet und von diesem unmöglich scharf getrennt werden kann; denn wenn auch letzterer in seiner typischen Form ein deutlich geschichteter, dunkelroter Kalk ist, ist er doch keineswegs überall rot gefärbt, sondern weiße und rote Partien gehen oft allmählich ineinander über, oft grenzen sie sehr scharf aneinander, derart, daß man den Eindruck erhält, das weiße, von dem unter *c*) beschriebenen Riffkalk besonders im Handstück nicht zu unterscheidende Gestein werde von roten Kalkpartien förmlich gang- und schlierenartig durchsetzt [4]). Letztere Erscheinung ist mit ganz besonderer Deutlichkeit an der Fossilfundstätte „Schiechlinghöhe“ zu sehen, wo man Handstücke schlagen kann, die zur Hälfte aus schneeweißem, zur Hälfte aus dunkelrotem Kalk bestehen. Die Versteinerungen treten vorwiegend im roten Kalke auf, fehlen aber auch den weißen Partien nicht. Wenn zwischen *c*) und *d*) tatsächlich eine Bewegungsfläche läge, müßte sich diese in dem vorzüglich aufgeschlossenen, felsigen Gebiete auch morphologisch markieren — in Wirklichkeit jedoch ist die auf der Karte und den Profilen zwischen beiden Schichtgliedern gezogene Grenze vollständig künstlich, in der Natur an keiner Stelle mit Sicherheit zu erkennen.

Im östlichen Teile des Schiechlingkammes allerdings, wo die Schreyeralmkalke über den Reiflinger Kalken liegen (Profil V), ist eine scharfe Trennung beider Gesteine leicht möglich und die Grenze auch morphologisch gut ausgesprochen. Die Schreyeralmschichten des Schiechlingzuges erreichen eine Mächtigkeit von etwa 180 *m*.

In den Schreyeralmkalken liegt an der auf der Karte mit Fossilzeichen bezeichneten Stelle, unmittelbar am markierten Wege, der vom Sattel über die Schiechlingalpe zur Schreyeralm führt, die bekannte Fossilfundstätte „Schiechlinghöhe“, welche eine typische Fauna des oberanisischen Niveaus, der Zone des *Ceratites trinodosus* führt. Durch die von den Sammlern daselbst vorgenommenen Aufgrabungen ist die Stelle sofort leicht kenntlich. Folgende Versteinerungen wurden von hier beschrieben:

---

[1]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlicher Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien **1913**, p. **436**.

[2]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 8.

[3]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 82, 83.

[4]) G. Arthaber spricht von „hellen, teilweise rotflaserigen Kalken“. (Lethaea geognostica, Alpine Trias, p. 369).

Brachiopoda[1]):

Spiriferina ptychitiphyla Bittn.
" *(Mentzelia) Köveskalliensis Sueß var. subsinuosa Bittn.*
Spirigera marmorea Bittn.
Retzia speciosa Bittn.
Rhynchonella refractifrons Bittn.
" *retractifrons Bittn.*
" *protractifrons Bittn.*

Gastropoda[2]):

Pleurotomaria Baucis v. Dittm. (Pal. I.)
Sisenna turbinata Hoern. mut. Studeri Kok.
Euzone alauna Kok.
Rama Vaceki Kok. (Pal. I.)

Cephalopoda[3]):

Orthoceras campanile v. Mojs.
Syringonautilus Carolinus v. Mojs.
Grypoceras Palladii v. Mojs.
Germanonautilus salinarius v. Mojs.
Pleuronautilus Mosis v. Mojs.
Sageceras Walteri v. Mojs.
Celtites Edithae v. Mojs.
" *Neumayri v. Mojs.*
Ceratites trinodosus v. Mojs.
" *subnodosus v. Mojs.*
" *Abichi v. Mojs.*
" *(Halilucites) sp. ind. aff. obliquo (Hau.) Diener.*
" *(Hollandites) n. sp. ind.*
Ptychites acutus v. Mojs.
" *Charleyanus Dien.*
" *eusomus Beyr.*
" *sp. ind. aff. Everesti (Opp.) Dien.*
" *evolvens v. Mojs.*
" *fastigatus Dien.*
" *gibbus Ben.*
" *cf. indistinctus (v. Mojs.) Dien.*
" *Oppeli v. Mojs.*
" *reductus v. Mojs.*
" *Studeri-flexuosus v. Hauer.*
" *Suttneri v. Mojs.*

---

[1]) A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A., Bd. 14, (1890), p. 45.

[2]) E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl. der Geol. R.-A., 1897, p. 3, 4.

[3]) C. Diener, Die triadische Cephalopodenfauna der Schiechlinghöhe bei Hallstatt. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns und des Orients. XIII (1901), p. 40.

Sturia Sansovinii v. Mojs.
Gymnites bosnensis v. Hauer.
" *falcatus v. Hauer.*
" *Humboldti v. Mojs.*
" *incultus Beyr.*
" *Mojsisovicsi Dien.*
" *obliquus v. Mojs.*
" *subclausus v. Hauer.*
Arthaberites Alexandrae Dien.
Pinacoceras aspidoides Dien.
" *Damesi v. Mojs.*
Trachyceras (Anolcites) Arminiae v. Mojs.
" " *Elisabethae v. Mojs.*
" " *furcosum v. Mojs.*
Norites gondola v. Mojs.
Procladiscites Brancoi v. Mojs.
" *(Phyllocladiscites) crassus v. Hauer.*
Megaphyllites sandalinus v. Mojs.
Monophyllites sphaerophyllus v. Hauer.
Arcestes (Proarcestes) Bramantei v. Mojs.
Joannites proavus Dien.
Atractites Boeckhi Stürz.
" *crassirostris v. Hauer.*
" *cylindricus v. Hauer.*
" *intermedius v. Hauer.*
" *cf. macilentus (v. Hauer) Dien.*
" *obeliscus v. Mojs.*
" *cf. pusillus (v. Hauer) Dien.*
" *cf. secundus (v. Mojs.) Dien.*

Die Schreyeralmkalke der Schiechlingkette und Schreyeralpe sind im allgemeinen frei von Hornstein. Nur an zwei Stellen des Weges, der vom Hallstätter Salzberg zur Schiechlinghöhe führt, sind einige dünne Bänke eines hellen Kalkes mit roten Hornsteinaugen zwischen die roten Schreyeralmschichten eingeschaltet. Aehnliche Gesteine hat G. Geyer[1]) aus demselben Niveau von der Nordseite des Kampls bei Mitterndorf beschrieben.

e) Rein weiße, plattige Kalke mit schön roten Hornstein- und Jaspisknauern erscheinen in einer Mächtigkeit von 60—100 *m* aber auch im Hangenden der Schreyeralmkalke westlich des Sattels zwischen Schiechlingkogel und Plassen (Profil III) Mojsisovics[2]) hat diese Kalke mit Recht mit den Draxlehner Kalken der Umgebung von Hallein vergliechen. Wenn auch, wie eben erwähnt, diese Fazies bereits vereinzelt als Einschaltung in den Schreyeralmschichten erscheint, so halte ich es doch nicht für unwahrscheinlich, daß diese Kalke hier auch im Alter den Draxlehner Kalken entsprechen und daher bereits in die karnische Stufe gehören, und zwar aus

[1]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 195.
[2]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 9.

folgenden Gründen: 1. Wenn man die Mächtigkeiten der sicher anisischen Gesteine der Schiechlingkette addiert, so erhält man am hohen Schreyerkogel eine Gesamtmächtigkeit der anisischen Stufe von etwa 500 *m*. Damit erscheint die normale Mächtigkeit der anisischen Stufe in der juvavischen Zone bereits überschritten [1]; es ist daher a priori nicht wahrscheinlich, daß dieselbe noch höher hinaufreicht, zumal da die auf der Schiechlinghöhe fossilführende Zone des *Ceratites trinodosus* bereits das höchste Niveau der anisischen Stufe repräsentiert. 2. Die hellen, hornsteinführenden Plattenkalke sind in dieser Gegend scharf von den unterlagernden Schreyeralmkalken getrennt; über der untersten Hornsteinkalkbank folgt keine Bank roten Kalkes mehr. 3. Am Südwestabhange des hohen Schreyerkogels (Profil III) schaltet sich in 1500 *m* Seehöhe in einem versumpften Tälchen eine Spur schwarzen Schiefers, welcher ganz dem Reingrabener Schiefer gleicht, zwischen die Schreyeralmschichten und die hellen Hornsteinkalke, ein. Sollte es sich hier tatsächlich um eine Andeutung von Reingrabener Schiefern handeln, so fielen die darüber folgenden Draxlehner Kalke wie bei Hallein in das Niveau des *Tropites subbullatus* [2]. 4. Auch am Lercheck bei Hallein sind die Draxlehner Kalke an eine Schichtfolge geknüpft, welche Schreyeralmschichten (Lercheckkalke) führt [3].

f) Ueber den Draxlehner Kalken erscheinen am Sattel zwischen Schiechlingkogel und Plassen und auf den von Wiesen bedeckten Abhängen, welche von diesem Sattel gegen die Schreyeralm hinabziehen, hellgraue fossilfreie Fleckenmergel, welche bereits Mojsisovics [4] zu den Zlambachschichten rechnete, und Kittl [5] als Mergel unbekannten Alters bezeichnet; die petrographische Beschaffenheit macht es sehr wahrscheinlich, daß hier tatsächlich Zlambachschichten vorliegen.

6. Profil der Schreyeralpe (Profile III, IX).

a) Anisischer Dolomit tritt in etwa 1400 *m* Seehöhe am Westgehänge des von Schreyeralmschichten gebildeten Plateaus zwischen Schreyer- und Roßalpe und nördlich unmittelbar unter der Gipfelwand des Sulzkogels auf, von welchem er, wie später eingehender beschrieben wird (p. 143), durch einen Bruch getrennt ist. Das Einfallen des Dolomites unter die jüngeren Schichtglieder des Profiles

---

[1]) Vgl. die stratigraphischen Profile bei F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien 1913, Taf. XV (V.).

[2]) M. Schlosser, Das Triasgebiet von Hallein, Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellschaft 1898, p. 378.

[3]) Die Uebereinstimmung zwischen den Profilen des Schiechlingkammes und des Lerchecks wäre noch größer, wenn man den Ziller Kalk im Sinne Bittners (Verh. Geol. R.-A., 1882, p. 319) als das Liegende der Lercheckkalke auffassen könnte; der Ziller Kalk würde dann dem weißen Riffkalk *c*) entsprechen. Böse (l. c. p. 350) hat allerdings gezeigt, daß der Ziller Kalk wahrscheinlich als Tithon aufzufassen ist, doch bezeichnet er selbst das Resultat als sehr unsicher. Vielleicht kann hier eine neuerliche Untersuchung der Halleiner Gegend Klarheit schaffen.

[4]) E. v. Mojsisovics, Geolog. Karte Ischl und Hallstatt.

[5]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 84.

ist am Sattel nordöstlich des Sulzkogels (Fallzeichen der Karte) mit 30° ONO deutlich zu beobachten.

b) Ueber dem Dolomit folgt zunächst eine Spur von hellen Kalken, welche etwa den Riffkalken *c* des Schiechlingprofiles entsprechen dürften, aber nicht gesondert ausgeschieden werden konnten, und welche gegen oben ohne scharfe Grenze in den Schreyeralmkalk der altbekannten Lokalität „Schreyeralm" übergeht.

Das 1430—1480 *m* hoch gelegene, ein dicht bewaldetes Karrenfeld bildende Plateau zwischen Schreyer- und Roßalpe wird von den dunkelroten, bisweilen knolligen und dann gut geschichteten Schreyeralmkalken eingenommen. In diesen liegt die Fundstätte Schreyeralm nächst Punkt 1433 der Karte 1:25.000 (Fossilzeichen der Karte); doch liegt der Punkt ziemlich weit abseits des Weges und ist in dem keine Anhaltspunkte zur Orientierung bietenden, bewaldeten Karrenterrain nur sehr schwer aufzufinden, jedoch auch durch die Spuren der Sammlertätigkeit kenntlich. Die Fauna dieser Stelle setzt sich aus folgenden Formen zusammen:

Brachiopoda[1]):

Spiriferina ptychitiphyla Bittn.
Retzia speciosa Bittn.
Spirigera marmorea Bittn.
Aulacothyris cf. redunca Bittn. (H.-M.)
Rhynchonella refractifrons Bittn.
" *retractifrons Bittn.*
" *arcula Bittn.*
" *protractifrons Bittn.*
" *productifrons Bittn.*

Gastropoda[2]):

Scurria sp. (H.-M.)
Sagana juvavica Kok.
" *geometrica Kok.* (H.-M.)
Euzone alauna Kok.
Vistilia Dittmari Kok.
Anisostoma falcifer Kok.
Lepidotrochus Bittneri Kok.
Coelocentrus heros Kok.
Naticopsis (Fedaiella) Schreyeri Kok.
Scalaria aequalis Kok.
Coelostylina abbreviata Kok.

[1]) A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. Geol. R.-A Bd. 14 (1890), p. 45.

[2]) E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abhandl. Geol. R.-A., Bd. 17, 1897, p. 4–7.

Cephalopoda[1]):

Orthoceras campanile v. Mojs. sh
Mojsvaroceras Augusti v. Mojs.
" *Morloti v. Mojs.*
" *Neumayri v. Mojs.* h
Pleuronautilus Mosis v. Mojs.
" *trinodosus v. Mojs.*
" *(Holconautilus) distinctus v. Mojs.*
" *(Trachynautilus) subgemmatus v. Mojs.*
Germanonautilus salinarius v. Mojs.
" *sp. ind. aff. salinaria v. Mojs.*
" *Tintoretti v. Mojs.* h
Grypoceras Palladii v. Mojs.
" *privatum v. Mojs.*
" *quadrangulum Breyr.*
Syringonautilus Carolinus v. Mojs.
" *Lilianus v. Mojs.* h
" *subcarolinus v. Mojs.*
Sageceras Walteri v. Mojs.
Hyattites maturus v. Mojs.
Danubites Floriani v. Mojs. h
" *fortis v. Mojs.*
" *Josephi v. Mojs.*
" *Michaelis v. Mojs.*
" *retrorsus v. Mojs.*
Balatonites gemmatus v. Mojs.
" *Zitteli v. Mojs.*
Ceratites Abichi v. Mojs. sh
" *elegans v. Mojs.*
" *gosaviensis v. Mojs.*
" *Lennanus v. Mojs.*
" *suavis v. Mojs.*
" *subnodosus v. Mojs.*
" *superbus v. Mojs.*
" *trinodosus v. Mojs.* h
" *(Hollandites) Petersi v. Mojs.*
Ptychites acutus v. Mojs. sh (70 Exempl.)
" *Breunigi v. Mojs.*
" *eusomus Beyr.* h
" *evolvens v. Mojs.* h
" *gibbus v. Mojs.* h
" *indistinctus v. Mojs.*
" *megalodiscus Beyr.* sh
" *Oppeli v. Mojs.* h
" *opulentus v. Mojs.* h
" *Pauli v. Mojs.*

---

[1]) E. v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandl. Geol. R.-A. X (1882), p. 314, 315.

Ptychites progressus v. Mojs. h
„ *reductus v. Mojs.*
„ *Seebachi v. Mojs.*
„ *Stoliczkai v. Mojs.*
„ *Studeri-flexuosus v. Hau. sh* (150 Exempl.)
„ *Suttneri v. Mojs. h*
„ *Uhligi v. Mojs.*
Sturia Sansovinii v. Mojs. sh
Gymnites Humboldti v. Mojs. sh
„ *incultus Beyr. sh*
„ *obliquus v. Mojs.*
„ *Palmai v. Mojs. sh*
Pinacoceras Damesi v. Mojs.
Acrochordiceras carolinae v. Mojs. h
„ *Fischeri v. Mojs.*
Cyclolobus sp. ind. (?) v. Mojs.
Norites gondola v. Mojs. h
Procladiscites Brancoi v. Mojs.
Megaphyllites sandalinus v. Mojs. h
Monophyllites sphaerophyllus v. Hauer. sh
„ *(Leiophyllites) Sueßi v. Mojs.*
Arcestes (Proarcestes) Balfouri Opp. sh
„ „ *Bramantei v. Mojs. sh*
„ „ *extralabiatus v. Mojs. h*
Atractites Boeckhi Stürz.
„ *cylindricus v. Hauer.*
„ *obeliscus v. Mojs.*
„ *secundus v. Mojs. h*

Das Profil der Schreyeralm entspricht im allgemeinen demjenigen des Schiechlingkammes und dürfte mit diesem auch noch im ungestörten Zusammenhang stehen. Es ist allerdings bei weitem weniger klar aufgeschlossen als dieses.

7. Profile des Sulzkogels (1548 *m*) und Leutgebkogels (1236 *m*). (Profile I, II, IX.)

a) Werfener Schiefer.

Die Werfener Schiefer lassen sich von der Mündung des Hofergrabens (Sattelgrabens) bei Gosau über den „Sattel“ (1100 *m*) (Profil I) südlich vom Leutgebkogel ins vordere Brieltal und von da bis über die niedere Maxenhütte hinaus verfolgen. Beim Eingange des Hofergrabens treten in 800 *m* Seehöhe dunkelrote, glimmerige Werfener Schiefer, zwischen Taubenstein und Leutgebkogel in etwa 950 *m* Höhe meist graue, gleichfalls sehr glimmerreiche Schiefer auf; am Aufstieg von der vorderen Brielalpe zum „Sattel“ bemerkt man an der Basis rote Werfener, dann einen Gipsaufschluß, darüber graugrüne, glimmerreiche Schiefer; bei der niederen Maxenhütte endlich sieht man in 1000 *m* Höhe 4—10 *cm* dicke Lagen von glimmerreichen, dunkelroten Werfener Schiefern in Wechsellagerung mit 2—4 *cm* dicken Schichten eines grünlichweißen Sandsteines. Die oberen 20 *m* werden auch hier von

graugrünen Werfener Schiefern gebildet. Wir sehen also in den Profilen des Leutgeb- und Sulzkogels stets rote Werfener Schiefer an der Basis, graue in höherem Niveau; doch hat diese Gliederung wohl nur ganz lokale Bedeutung, da an der Südseite der nördlichen Kalkalpen das Umgekehrte der Fall ist[1]). Jedenfalls entsprechen die in der Plassengruppe aufgeschlossenen Werfener Schiefer nur der oberen, quarzitarmen, an roten Schiefern reichen Partie der Werfener Schiefer des Südrandes der Kalkalpen — dafür spricht auch die geringe Mächtigkeit der in der Plassengruppe aufgeschlossenen Werfener. Im untersten Teile des Schreyergrabens tritt südlich des Klaushofes (in 770 *m* Seehöhe) eine kleine Partie von Haselgebirge unter dem anisischen Dolomit hervor (Profil II).

b) Anisischer Dolomit, petrographisch vollständig dem der früher besprochenen Profile gleichend, jedoch mindestens 300 *m* mächtig.

c) heller Riffkalk, entweder ganz ungeschichtet oder in mächtige Bänke gegliedert. Die Farbe ist weiß, gelblich oder lichtrosa, stets sind rote Adern vorhanden. Korallenauswitterungen zeigen sich ebenso wie im Riffkalk des Schiechlingprofils — überhaupt ist die petrographische Uebereinstimmung mit diesem vollständig. Stellenweise nimmt der Kalk auch intensiver rote Färbungen an und gleicht dann mehr einem typischen Hallstätter Kalk. Im Riffkalk des Leutgebkogels trifft man gelegentlich Hornstein. Leider hat sich das Gestein bisher als ganz frei von sicher bestimmbaren Fossilien erwiesen. Nur an einer Stelle unterhalb des Punktes 1433 fand der Gosauer Sammler Gapp eine schneeweiße oder rot und weiß gesprenkelte, ganz aus Jugendexemplaren von Halobiiden bestehende Lumachelle; die Schalen erinnern an *Posidonia*, doch muß man nach E. Kittl[2]) bei Brutexemplaren mit der Zurechnung zu dieser Gattung sehr vorsichtig sein. Die größte dieser Schalen erreicht eine Länge von 12 *mm* und ähnelt auffällig der *Posidonia wengensis Wissm.* Außerdem fand ich an einer Stelle einen — allerdings etwas unsicheren — Megalodusdurchschnitt. Der Riffkalk besitzt unterhalb der Schreyeralm gleichfalls eine Mächtigkeit von mindestens 300 *m*.

d) Am östlichen Ende des Sulzkogels gegen die Wiesenfläche bei der Roßalpe zu gehen die weißen Riffkalke in typische, rote aber in sehr geringer Mächtigkeit erhaltene Hallstätter Kalke über, welche sehr reich an Crinoiden und Durchschnitten von unbestimmbarer Ammonitenbrut sind. Ganz übereinstimmende Gesteinsvarietäten sind mir auch aus dem Kalke des Someraukogels bekannt.

e) Im Hangenden dieser Kalke erscheinen in der von sumpfigen Wiesen erfüllten Mulde zwischen dem Sulzkogel und dem von Schreyeralmkalken gebildeten Karrenplateau westlich der Schreyeralm hellere und dunklere Fleckenmergel aufgeschlossen, welche sowohl den Zlambachschichten als dem Lias entsprechen könnten. Ich habe diese

[1]) G. v. Arthaber, Lethaea geognostica, Alpine Trias, p. 256.

[2]) E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. (Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Paläontologie II. Bd.) p. 6.

Fleckenmergel als Lias ausgeschieden, da sie um das östliche Ende der Sulzkogelmasse herum mit den Liasfleckenmergeln des Roßalpengrabens (p. 92) in Verbindung zu stehen scheinen.

8. Der Taubenstein.

Unter diesem Namen ist eine klippenartig aus den Werfener Schiefern des Hofergrabens (Sattelgrabens) hervorragende kleine Felspartie bekannt, welche von 860—980 *m* Höhe reicht. Da der Taubenstein gänzlich in Werfener Schiefer und Gosaugesteine eingehüllt ist, ist von den älteren Gliedern des Triasprofiles, zu welchem er gehört, nichts zu sehen; doch haben wir uns jedenfalls die an der Brielwand aufgeschlossenen Werfener Schiefer und anisischen Dolomite in dessen Untergrund vorzustellen. Der Taubenstein selbst besteht aus zwei klippenartigen Felsen, von denen der tiefere

a) hellroten, fossilfreien Hallstätter Kalk, der höhere

b) hellgrauen, ungeschichteten, noch heute sehr fossilreichen Hallstätter Kalk zeigt. (Fossilzeichen der Karte.) Das Gestein ist stellenweise ganz von meist kleinen Cephalopoden erfüllt; an einer anderen Stelle wieder tritt eine aus Halobienbrut bestehende, weiße Lumachelle auf.

Die Fauna dieser Lokalität besteht aus folgenden Formen:

Brachiopoda[1]):

Rhynchonella nux. Sueß.
„ *juvavica Bittn.* (Geol. Inst.)
„ *halophylla Bittn. var major.*
„ *longicollis Sueß* [2])
„ *laevis Sueß* (Geol. Inst.)
„ *dilatata Sueß var. major.*
Nucleatula retrocita Sueß [2]).
Juvavella cf. Sueßi Bittn. [2]).
Waldheimia Ramsaueri Sueß.

Lamellibranchiata[3]):

Monotis Hoernesi Kittl.

Gastropoda[2]):

Pleurotomaria costifer Kok. [4])
Viviana ornata Kok. [4]).
Anisostoma Sueßi Hoern.
Sisenna turbinata Hoern. [4]).
Worthenia eremita Koken [4]).

---

[1]) A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der Geol. R.-A. Bd. 14 (1890), p. 252.

[2]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 64.

[3]) E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias, p. 180.

[4]) E. Koken, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Jahrb. der Geol. R.-A. 1896, p. 73.

Cephalopoda[1]):

Rhabdoceras Sueßi v. Hauer.
Placites oxyphyllus v. Mojs.
Juvavites sp. ind.[2])
Sagenites quinquepunctatus v. Mojs.[2]).
" *Theodori v. Mojs.*
Sibirites (Metasibirites) cf. crassus v. Mojs.[2])
" " *Uhligi v. Mojs.*
Megaphyllites insectus v. Mojs.
Arcestes intus labiatus v. Mojs.
" *colonus v. Mojs.*[2]).
" *sp. ind. aff. oxycephalo v. Mojs.*[2]).
" *(Stenarcestes) ptychodes v. Mojs.*[2]).
" " *subumbilicatus v. Hauer.*
Cladiscites (Paracladiscites) sp. ind.[2]).
Phylloceras (Rhacophyllites) debile v. Hauer.

Die Fauna des Taubensteins hat ein vorwiegend obernorisches Gepräge. Da auch die petrographische Beschaffenheit der fossilreichen, grauen Kalke mit denen des Steinbergkogels übereinstimmt, betrachte ich dieselben gleichfalls als obernorischen Hallstätter Kalk. E. Kittl[3]) hat jedoch bereits hervorgehoben, daß auch unternorische Typen (*Metasibirites*, *Juvavites*) nicht fehlen; es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß der Taubenstein einem etwas tieferen norischen Niveau als der Steinbergkogel entspricht.

Die fossilfreien hellroten Kalke des unteren Felsens müssen nach Analogie mit dem Someraukogel als unternorische Hallstätter Kalke angesehen werden, wenn auch paläontologische Belege hierfür fehlen.

Der Gosauer Sammler J. Gapp fand ferner im Hofergraben unweit des Taubensteins ein loses, ganz abgerolltes Stück hellgrauen Liasfleckenmergels mit

Arietites (Vermiceras) cf. nigromontanus Gümb.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß dieses Stück aus einem derzeit nicht mehr vorhandenen Aufschluß in einem zum Profil des Taubensteins gehörigen Liasfleckenmergel[4]) stammt, zumal, da in der Streichungsfortsetzung dieser Region jenseits des Brieltales, im Roßalpengraben, tatsächlich Liasmergel aufgeschlossen erscheinen.

9. Profil der Kaunwände.

Als niedere, beziehungsweise hohe Kaunwand sind auf der Alpenvereinskarte zwei auffallende, senkrechte, mäßig hohe Felswände an der Ostseite des Brielgrabens bezeichnet, die durch den 1200 *m*

[1]) E. v. Mojsisovics, Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. der Geol. R.-A. VI, Suppl. 1902, p. 343, Bd. II, p. 808.
[2]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 64.
[3]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 64.
[4]) Für die Tatsache, daß am Sattel früher Liasgesteine aufgeschlossen waren, spricht auch der Umstand, daß auf der Karte in Kittls Exkursionsführer an dieser Stelle Liasgesteine eingetragen sind.

hoch gelegenen Kaunsattel voneinander getrennt sind, über welchen ein Steig von der hinteren Brielstube zur Kropfblaikenhütte führt.

a) Die von 1100—1200 *m* Höhe reichende „niedere Kaunwand" besteht in ihrer Gesamtheit aus typischem anisischem Dolomit. Die gleichen Dolomite setzen auch den Fuß der „hohen Kaunwand" bis zu einer Höhe von 1300 *m* zusammen, so daß die Dolomite in einer Mächtigkeit von mindestens 200 *m* aufgeschlossen erscheinen.

b) In 1300 *m* werden diese Dolomite an scharf ausgesprochener, flach ostwärts fallender Fläche von hellen, weißen oder rötlichen Hallstätter Kalken überlagert, welche die senkrecht abstürzende, bis 1380 *m* Höhe emporragende „hohe Kaunwand" zusammensetzen. Es sind undeutlich gebankte, reine Kalke, welche zahlreiche, weingelbe und rote Hornsteinknollen führen. Gegen Süden scheinen diese Kalke in die am Wege Scheibenanger-Veitenhütte [1]) westlich unterhalb des Höhbichls in etwa 1450 *m* Seehöhe aufgeschlossenen, hellgrauen, sehr hornsteinreichen und dadurch an Reiflinger und Hüpflinger Kalke erinnernden Plattenkalke überzugehen [2]).

c) Gegen oben gehen die hellen Hornsteinkalke der hohen Kaunwand durch Verlust des Hornsteines und der Bankung in den hellen Riffkalk über, welche die Südhälfte der „blauen Wand" zusammensetzt (p. 136.) (Tafel XV, Profil II).

10. Profil der Hohen Scheibe (Profile II, III).

a) Typischer anisischer Dolomit. Mächtigkeit infolge Faltung nicht mit Sicherheit zu bestimmen.

b) Weißer, rotgeäderter Riffkalk, den Gipfel der „Hohen Scheibe" (1656 *m* laut Alpenvereinskarte, 1627 *m* laut Spezialkarte) zusammensetzend. Das Gestein gleicht vollkommen den unter 1*d*, 5*c*, 7*c* und 9*c* beschriebenen Riffkalken. An den oberen Gaiswänden (P. 1554) ist der Kalk vielfach rot gefärbt und hat daher mehr den Charakter eines typischen Hallstätter Kalkes, während er an den Südwänden des Plankensteinplateaus und an dem turmartigen, felsigen „Spitzet-Kogel" wieder vollständig einem weißen „Hochgebirgs-Riffkalk" gleicht. Hahn [3]) erwähnt von hier einen Megalodus. Mächtigkeit 200—250 *m*.

c) Graue und bräunliche, mergelige Plattenkalke, aufgeschlossen am Sattel [4]) zwischen Hoher und Niederer Scheibe

---

[1]) Siehe Alpenvereinskarte!

[2]) Besonders groß ist die Aehnlichkeit der grauen Kalke mit den über und unter dem Carditaniveau des Zwieselalpengebietes auftretenden Hornsteinkalken (E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissenschaften 1914, p. 28—30). Der an der hohen Kaunwand entwickelte Typus von hornsteinführenden Hallstätter Kalken fehlt hingegen im Zwieselalpengebiete.

[3]) F. F. Hahn, Grundzüge etc. Mitteil. der Wiener Geolog. Gesellschaft, 1913, p. 436.

[4]) Die Seehöhe dieses Sattels beträgt 1548 *m*. Die auf der Alpenvereinskarte für diesen Sattel angegebenen 1448 *m* sowie die Kote 1466 *m* für die Niedere Scheibe beruhen auf Druckfehlern, wie man sich leicht durch Verfolgung der Isohypsen überzeugen kann.

(Profil III), zwischen oberen und unteren Gaiswänden und bei der „Sauries“[1]) (Profil IV). Diese aus 1—10 *cm* starken Schichten bestehenden Mergelkalke halten in ihrer petrographischen Beschaffenheit etwa die Mitte zwischen Zlambachschichten und den obernorischen Kalken des Steinbergkogels. Mächtigkeit etwa 80 *m*. Darüber folgen an

d) der „Niederen Scheibe“ (1566 *m*) steil stehende weiße oder rötliche Plattenkalke, welche sehr reich an meist lichtgrauen Hornsteinknauern sind (Profile III, IV). Diese Hornsteinkalke lassen sich mit den Pötschenkalken vergleichen, entsprechen jedoch in ihrer petrographischen Beschaffenheit viel besser den norischen Hornsteinkalken, welche am Hügel von Maria Kumitz[2]) zwischen Kainisch und Mitterndorf auftreten. Mächtigkeit etwa 180 *m*.

e) Ueber diesen Hornsteinkalken liegen konkordant in dem 1493 *m* hohen Sattel „Strennhag“[1]) zwischen der Niederen Scheibe und dem Vorderplassen typische graue Liasfleckenmergel (Profil III). Die westliche Fortsetzung dieses Fleckenmergels ist im Roßalpengraben unterhalb der Roßalpe aufgeschlossen (Profil II).

II. Profil des Plassen.

Am Südostfuße des Plassen erscheint eine kleine, aus Plassenkalk bestehende Felspartie, durch einen schmalen Wiesenstreifen von der Hauptmasse des Plassen abgetrennt. Auf diesem Wiesenstreifen sind neben Haselgebirge unmittelbar an der Basis des Plassenkalkes (Profil VI)

a) die vom Oberbergschaffer A. Hořinek entdeckten und 1868 durch Mojsisovics[3]) beschriebenen roten Mergel des Mittellias aufgeschlossen (Fossilzeichen der Karte). Sie bedecken, wie schon Mojsisovics erwähnte, einen Flächenraum von nur wenigen m^2, zeigen äußerst geringe Mächtigkeit, gleichen, abgesehen von einer etwas weniger intensiv ziegelroten, mehr grauroten Färbung, petrographisch vollständig den Mittelliasmergeln des Grabens „Zwischen den Kögeln“ (1 *g*) und der Lauterbachscholle (3 *c*) und haben folgende Fauna geliefert:

Echinodermata:

Cidaris sp. (Stachel) (R.-A. 33).

---

[1]) Siehe Alpenvereinskarte.

[2]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1915, p. 188.

[3]) E. v. Mojsisovics, Versteinerungen des mittleren Lias vom Hallstätter Salzberg. Verh. d. Geol. R.-A., 1868, p. 10. Durch die obige Fossilliste, welche — mit Ausnahme einiger weniger Stücke, welche späteren Aufsammlungen entstammen — auf dasselbe Material gegründet ist, erscheinen die von Mojsisovics daselbst gegebenen Bestimmungen revidiert. Auf dieselben Exemplare begründete Bestimmungen sind in der obigen Liste und in derjenigen, welche Mojsisovics in Verh., 1868, p. 10—12, gibt, mit denselben Ziffern bezeichnet. In Mojsisovics' Liste genannte, hier jedoch nicht angeführte Versteinerungen sind entweder derzeit nicht mehr vorhanden oder gänzlich unbestimmbar.

Brachiopoda:

Terebratula (Pygope) Erbaensis Sueß (R.-A. 31).
„ „ *aspasia Men.* (R.-A. 30).
„ *Renieri Cat.* (R.-A.)

Lamellibranchiata:

Inoceramus nobilis Mnstr. (R.-A. 28, L.-M.)
„ *sp.* (R.-A., Geol. I. 28).

Gastropoda:

Pleurotomaria sp. (R.-A. 27).

Cephalopoda:

Phylloceras Meneghinii Gemm. (R.-A. 18 [1]), 20).
„ *cf. Zetes d'Orb.* (R.-A. 22).
„ *cf. Bonarellii Fuc.* (R.-A. 23).
„ *cf. anonymum Haas* (R.-A., Geol. I. 24, L.-M.)
„ *Geyeri Bon.* (R.-A. 21).
Rhacophyllites libertus Gemm. (R.-A., Geol. I. 19, H.-M.)
„ *(Meneghiniceras) eximius v. Hauer* (R.-A. 25).
Lytoceras sp. (R.-A. 17, L.-M.)
Aegoceras (Amblycoceras) capricornum Schloth. (R.-A. 11, L.-M.)
„ *(Deroceras) Davoei Sow.* (R.-A. 12).
Liparoceras striatum Rein. (R.-A. 16).
Amaltheus margaritatus Montf. (R.-A. 10).
Harpoceras (Arieticeras) nitescens Young u. *Bird. var. Horzineki Mojs.* [2]) (R.-A., Geol. I. 8, 9).
„ „ *cf. Algovianum Opp.* (L.-M.)
„ „ *cf. Bertrandi Kilian* (Geol. I. 6 p. p., L.-M.)
„ „ *sp.* (Geol. I. 6 p. p.)
„ *(Grammoceras) Normannianum d'Orb.* (R.-A., Geol. I. 5 p. p., L.-M.)
„ „ *cf. Vaceki Haas* (R.-A. 7).
„ *Boscense Reyn* (R.-A., Geol. I. 5 p. p., L.-M.)
„ *Cornacaldense Tausch* (R.-A., Geol. I. 5 p. p., L.-M.)
Coeloceras psiloceroides Fuc. (R.-A. 13).
„ *sp.*
Belemnites (Megatenthis) paxillosus Schloth. (R.-A. 1, L.-M.)
„ „ *cf. elongatus Mill* (L.-M.)
Actractites sp. [3]) (L.-M.)

Diese Mergel stimmen, wie ein Vergleich der beiden Fossillisten ergibt, auch in der Fauna vollständig mit dem p. 71 beschriebenen

[1]) Darunter ein Riesenexemplar von 135 *mm* Durchmesser. Die Angabe: 155 *mm* bei Mojsisovics (Verh., 1868, p. 11) beruht auf einem Druckfehler.

[2]) Siehe Anhang II, Paläontologische Bemerkungen, p. 187.

[3]) Zu vergleichen mit *Atractites sp.* bei G. Geyer, Die mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinterschafberges. Abhandl. der Geol. R.-A., XV (1893), Taf. IX, Fig. 3.

ziegelroten Mergel der Lokalität „Zwischen den Kögeln" überein und entsprechen daher wie diese dem höheren Mittelias, und zwar den Zonen des *Deroceras Davoei*, *Amaltheus margaritatus* und *Amaltheus spinatus*. Das Faunenbild ist nur insofern etwas verschieden, als hier *Harpoceras Boscense Reyn.* nicht in solchem Maße vorherrscht als dort, sondern mit *Harpoceras Normanniannus d'Orb* und *Phylloceras Geyeri Bon.* in etwa gleicher Menge vorhanden ist (je 26—32 Exemplare). Sonst erscheinen noch häufig: *Harpoceras Cornacaldense Tausch* (15 Exemplare), *Rhacophyllites libertus Gemm.* und *Phylloceras cf. anonymum Haas* (je 8 Exemplare); sämtliche anderen Arten sind nur durch wenige Stücke vertreten.

Kittl[1]) zeichnet auf seinem Plassenprofil an der Südseite des Plassen zwischen dem „Lias in Adneter Fazies" und dem Plassenkalk eine Schichtgruppe „Dogger und Oberalmschichten". Ich konnte diese Schichte nirgends auffinden. Es wäre jedoch möglich, daß solche Gesteine an der Basis des Plassen seinerzeit aufgeschlossen waren und seitdem durch die ungemein rasch an Größe zunehmenden Schutthalden des Plassen überdeckt wurden; ich glaube aber viel eher, daß Kittl diese Schichtgruppe nur aus theoretischen Erwägungen in sein Profil eingetragen hat. Ferner könnte man nach H. Commendas[2]) „vorläufigem Bericht über die mineralogisch-geognostische Sammlung" des Museums Francisco-Carolinum in Linz vermuten, daß sich in diesem Museum Doggerversteinerungen vom Plassen selbst befinden; doch überzeugte ich mich durch eine persönliche Besichtigung dieser Fossilien, daß es sich hier um Versteinerungen des Mittellias der Lokalität „Dammhöhe" handelt, welche ich in die obige Liste gleichfalls aufgenommen habe.

b) An der eben geschilderten Stelle erhebt sich über dem Lias die Plassenkalkmasse des Plassen. Sonst liegt sie überall, wie im tektonischen Teile (p. 132) näher geschildert wird, mit einer Bewegungsfläche unmittelbar dem Haselgebirge oder einem anderen triadischen Schichtgliede auf. Der Plassenkalk ist ein meist rein weißer, seltener leicht gelblicher Riffkalk. Die auch auf der Verwitterungsoberfläche auffallend helle Farbe des Gesteines hat offenbar dem Berge den Namen gegeben.

Am Aufbaue des Riffes sind in erster Linie Korallen und Bryozoen (*Monotrypa*) beteiligt; aber auch die dickschaligen Gehäuse der Nerineen und Diceraten spielen beim Aufbau des Kalkes eine große Rolle. Ein charakteristisches Merkmal des Plassenkalkes, durch welches er mit Sicherheit von ähnlichen Riffkalken der Trias unterschieden werden kann, ist die häufig zu beobachtende feinkörnige Konglomerat-Struktur. Besonders schön ist diese Bildung an dem neuen Wege, welcher von der Dammhöhe in 1310 *m* Höhe zum Wasserberg führt[3]), und zwar an der Verwitterungsoberfläche solcher

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer, Fig. 5, p. 79.

[2]) 52. Bericht über das Museum Francisco-Carolinum in Linz (1894), p. 18 (Kasten 14, Reihe 7—9).

[3]) Siehe Alpenvereinskarte.

Stücke zu sehen, welche längere Zeit der Einwirkung des aus der Latschenvegetation entstandenen, schwarzen Alpenhumus ausgesetzt waren [1]). Auch übersinterte Nerineen und Korallen treten hier massenhaft hervor [2]) (Fossilzeichen der Karte). Die Konglomeratstruktur könnte nach ihrem Aussehen leicht als oolithische Struktur aufgefaßt werden; doch ist der Plassenkalk — wenigstens an dieser Stelle — keinesfalls ein Oolith [3]), da die einzelnen Komponenten meist nicht kugelförmig sind, sondern das Aussehen von allerdings sehr stark gerundeten, kleinen Geröllen haben und keine konzentrisch-schalige Struktur erkennen lassen. Die Gerölle haben meist einen Durchmesser von 1—6 *mm*, erreichen aber bisweilen einen solchen von mehreren Zentimetern. Da Geröll und Bindemittel aus dem gleichen Material besteht, ist diese konglomeratische Struktur natürlich nicht als Transgressionsbildung aufzufassen, sondern dadurch entstanden, daß kleine Stücke von den „gewachsenen" Teilen des Riffes durch die Brandung abgerissen, abgerollt und schließlich in den Hohlräumen des Riffes abgelagert wurden — also ein sicherer Beweis für die Bildung des Plassenkalkes im Seichtwasser.

Gelegentlich lassen diese Gerölle unter der Lupe an der verwitterten Oberfläche noch deutlich die organische Struktur erkennen. Man sieht an einem in der Sammlung der Geologischen Reichsanstalt liegenden Handstücke ganz deutlich, daß es sich um abgerissene Stücke des in unmittelbarer Nachbarschaft befindlichen (wenige Zentimeter entfernten) Monotrypastockes handelt. Sehr klar ist auch die Wirkung der Abrollung; denn die noch in der ursprünglichen Lage befindlichen Teile des Riffes zeigen die organische Struktur in ungleich besserem Erhaltungszustand als die Gerölle.

Der Plassenkalk zeigt gewöhnlich keine Schichtung; nur stellenweise scheint eine sogar recht ausgeprägte Bankung vorhanden zu sein (p. 128, Profil III). Hingegen ist die Klüftung des Gesteines überall sehr stark und bewirkt eine außerordentlich rasch [4]) sich vollziehende Abtragung des Berges durch die Tätigkeit der Athmosphärilien. Während meiner Aufnahmstätigkeit in der Plassengruppe verging kaum ein Tag, an dem ich nicht Steinschlag in den Wänden des Berges beobachten konnte. Riesige Schutthalden umgeben den Berg auf allen Seiten, wodurch besonders an der Südseite große, für die Erforschung der Tektonik sehr wertvolle Strecken mit Geröll überdeckt erscheinen.

---

[1]) Die Gerölle und Versteinerungen unterliegen bei der chemischen Verwitterung rascher der Auflösung als das Bindemittel; letzteres ragt daher in Form von weniger frischem, daher dunkler gefärbtem Gestein über erstere hervor.

[2]) Reich an Versteinerungen, besonders Korallen und *Diceras*-ähnlichen Durchschnitten ist auch der Plassenkalkschutt oberhalb der Roßalpe.

[3]) Daß es sich trotz der oolithähnlichen Beschaffenheit um keinen Oolith handelt, hebt bereits K. Peters hervor. (Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich, Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissenschaften, Bd. XVI, p. 6 [339]). Die an dieser Stelle gegebene Schilderung des Plassenkalkes ist überhaupt vorzüglich.

[4]) Die Abtragung vollzieht sich bedeutend rascher als diejenige des Dachsteinkalkes, was jedenfalls nicht nur in der Beschaffenheit des Gesteins, sondern auch in den tektonischen Verhältnissen begründet ist (p. 153).

Die derzeit noch vorhandene Mächtigkeit des Plassenkalkes dürfte gegen 600 *m* betragen; sie kommt daher annähernd der im Toten Gebirge vorhandenen Mächtigkeit desselben Gesteines gleich [1]).

Die Fauna des Plassenkalkes setzt sich aus folgenden Formen zusammen:

Hydrozoa:

Ellipsactinia sp. (R.-A.)

Anthozoa:

Opisthophyllum cf. vesiculare Ogilvie (R.-A. und eigener Fund), Außerdem unbestimmbare, ästige Korallen.

Bryozoa:

Monotrypa multitabulata Deninger [2])

Lamellibranchiata [3]):

Diceras Luci Defr. var. communis Boehm.
Ostrea sp.

Gastropoda [4]):

Natica Jnwaldiana Zeusch.
Ptygmatis pseudo-Bruntrutana Gemm.
„ *Haueri Peters.*
Nerinea Zeuschneri Peters.
„ *Hoheneggeri Peters.*
„ *Suessii Peters.*
„ *conulus Peters.*
„ *conoidea Peters.*
„ *Plassenensis Peters.*
„ *d'Orbignyana Zeuschn.*
„ *Haidingeri Peters.*
„ *Hoernesi Peters.*

---

[1]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, Taf. II, Fig. 2.

[2]) K. Deninger, Einige neue Tabulaten und Hydrozoen aus mesozoischen Ablagerungen. Neues Jahrb. für Min. etc. 1906, I, p. 63; Taf. V, Fig. 3. Die systematische Stellung der Familie der Monticuliporiden, zu welcher *Monotrypa* gehört, erscheint zweifelhaft. Ich habe sie, der 4. Auflage (1915) von Zittels „Grundzügen der Paläontologie", p. 280, folgend, zu den Bryozoen gestellt, während sie von den meisten Autoren, so in letzter Zeit von H. Vetters (Denkschriften der Wiener Akademie der Wissensch. Bd. 92, p. 295) und F. Heritsch (Mitteil. der Wiener geolog. Gesellschaft 1917, p. 215) bei den tabulaten Korallen eingereiht wird.

[3]) G. Boehm, Die Bivalven der Stramberger Schichten (Paläont. Mitteil. aus dem Museum des königl. bayer. Staates. II. Bd., p. 531.

[4]) K. Peters, Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich. Sitzungsber. der Akademie der Wissensch. Wien 1855 (Bd. XVI), p. 365. [(Revidiert nach K. Zittel, Die Gastropoden der Stramberger Schichten. (Paläont. Mitteil. aus dem Museum des königl. bayer. Staates, II. Bd.)]

Itieria Moreana d'Orb.
„ *Staszycii Zeuschn.*
Cryptoplocus pyramidalis Mnstr.
„ *subpyramidalis Mnstr.* (R.-A.)
Cerithium (Enostoma) nodosostriatum Peters.

Außerdem liegen in der Sammlung der Geologischen Reichsanstalt 3 halbkugelige, wohl zu *Lepidotus* gehörige Mahlzähne, und ein solcher von länglich-bohnenförmiger Gestalt vor, der wahrscheinlich zu *Coelodus* gehört. Da jedoch der Erhaltungszustand dieser Zähne und der petrographische Charakter des umgebenden Gesteines sehr auffallend demjenigen einiger in der Sammlung des Naturhistorischen Hofmuseums befindlichen Stücke aus dem Tithonkalk von Nikolsburg gleicht und von dem typischen Charakter des Plassenkalkes merklich abweicht, halte ich eine Fundortsverwechslung nicht für ausgeschlossen.

γ Stratigraphische und paläogeographische Bedeutung der Profile durch die juvavische Einheit der Plassengruppe.

So verschieden die oben mitgeteilten Profile im einzelnen auch voneinander sind, so zeigen sie doch, und zwar gerade durch ihre Heteropie, als gemeinsames Merkmal durchaus typische „Hallstätter Fazies".

Als für Hallstätter Triasentwicklung charakteristische Eigentümlichkeiten können bezeichnet werden:

1. Auftreten von bunten Cephalopodenkalken (1*e*, 2, 5*d*, 6*b*, 7*d*, 8). Doch unterscheiden sich die bunten Cephalopodenkalke der Hallstätter Trias wesentlich von denen der Juraformation sowohl durch ihre bedeutend größere Mächtigkeit, als insbesondere durch die von Mojsisovics[1]) beschriebene Lokalisierung der Cephalopodenfaunen auf räumlich sehr beschränkte „Linsen".

2. Fehlen der ladinischen Stufe[2]). Wir haben in den besprochenen Profilen nicht nur nirgends eine paläontologische Andeutung der ladinischen Stufe, sondern nicht einmal ein Gestein getroffen, welches nach seinem petrographischen Charakter mit Ramsaudolomit oder Wettersteinkalk verglichen werden könnte.

3. Geringe Mächtigkeit der norischen Stufe[3]). Im Profil 1, 2 (Somerau—Steinbergkogel) steht eine Mächtigkeit der norischen Stufe von höchstens 350 *m* derjenigen in der Dachsteinfazies von mindestens 1100 *m* gegenüber. Hingegen besitzt die anisische und wahrscheinlich auch die karnische Stufe annähernd die

[1]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 18.

[2]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Wiener geol. Gesellschaft 1913, p. 474; G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 195.

[3]) Mojsisovics (Erläuterungen zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 19) gibt als mittlere Gesamtmächtigkeit der Hallstätter Entwicklung 200 *m* an. Das ist jedenfalls zu wenig und nur in unvollständigen Profilen zu beobachten.

gleiche, erstere vielleicht sogar eine größere Mächtigkeit als in der Dachsteinkalk- und Hauptdolomitentwicklung.

4. Eine eigenartige Heteropie, welche dadurch zum Ausdrucke kommt, daß ähnliche Gesteinstypen in sehr wechselnder Mächtigkeit anscheinend regellos in den verschiedensten Horizonten auftreten, wie aus der folgenden Zusammenstellung der in der Hallstätter Entwicklung der Plassengruppe vorkommenden Gesteinstypen ersichtlich ist. Neben jedem Gestein [1]) ist die Höhenlage der unteren und oberen Grenze desselben über der Oberkante der anisischen Dolomite in den oben beschriebenen stratigraphischen Profilen in Metern angegeben:

Profil Nr.	1—2	5	7	9	10
Bunte Cephalopodenkalke	300—650	150—330	300—?	—	—
Riftkalke	100—300	0—150	0—300	80—?	0—250
Helle, plattige Hornsteinkalke	—	330—430	—	0—80	330—510
Graue, hornsteinarme Plattenkalke	0—100	0—60	—	—	250—330
Fleckenmergel	500—?	430—4[illegible]0?	—	—	—

Bereits Mojsisovics [2]) hebt mit Recht die Niveauunbeständigkeit der einzelnen Gesteinstypen der Hallstätter Entwicklung als sehr bezeichnend hervor; diese Eigentümlichkeit macht im Vereine mit dem linsenförmigen Auftreten der Cephalopoden eine für größere Strecken gültige stratigraphische Gliederung der Hallstätter Kalke unmöglich.

Unter den oben geschilderten Triasprofilen ist nur bei 1, 2, 5, 6, 8 durch das Auftreten von fossilführenden Horizonten die Zuweisung der einzelnen Abteilungen zu den verschiedenen Stufen der Triasformation mit einiger Sicherheit möglich; 3 und 4 lassen sich leicht auf 1 beziehen; bei 7, 9 und 10 hingegen sind wir, solange nicht durch einen glücklichen Zufall Versteinerungen entdeckt werden, auf vage Vermutungen angewiesen.

Profil 1—2 (Somerau—Steinbergkogel) ist zweifellos eines der vollständigsten Profile durch die Hallstätter Trias, das überhaupt bekannt ist. In der anisischen Stufe zeigt es die meiste Aehnlichkeit mit dem Profile der Rötelsteingruppe, in den höheren Niveaus lassen sich gewisse Beziehungen zum Raschbergprofile erkennen.

Sehr auffallend sind die bedeutenden Unterschiede zwischen Profil 1 und 5; doch steht immerhin der östliche, durch die Führung von Reiflinger Kalk ausgezeichnete Teil des Schiechlingprofiles dem Someraukogelprofil näher als der westliche. Das eigenartige Schiechling- und Schreyeralmprofil zeigt noch die meisten Beziehungen zum

[1]) Vom rein petrographischen Standpunkte betrachtet!

[2]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geolog. Karte Ischl und Hallstatt, p. 17.

Lercheckprofil bei Hallein. 6 schließt sich nahe an 5 an, die übrigen Profile lassen sich jedoch eher mit 1 vergleichen.

Bei Profil 7 hat der weiße Riffkalk in der Literatur mannigfache Deutung erfahren. Zunächst sei bemerkt, daß die Auffassung dieses Kalkes als Plassenkalk durch E. Böse[1]) gänzlich abzuweisen ist, da die petrographische Beschaffenheit, so insbesondere das Auftreten von roten Kalkpartien und Hornstein, ferner der Brutlumachellen von Halobien entschieden dagegen spricht. Mojsisovics[2]) und Kittl[3]) haben diesen Kalk als Muschelkalk gedeutet. Dafür spricht die petrographische Identität mit dem Riffkalke des Schiechlingprofiles, dessen Zurechnung zum Muschelkalke, wie p. 81 gezeigt wurde, unausweichlich ist.

Ferner scheint die Ueberlagerung durch die roten Cephalopodenkalke des Fundortes: „Schreyeralpe" (6) für diese Auffassung zu sprechen. Doch zeigt das Auftreten des unter 6 *a* beschriebenen anisischen Dolomites im Liegenden der Schreyeralmkalke der Schreyeralpe, daß die Ueberlagerung der Riffkalke durch letztere keine normale ist, sondern daß die Schreyeralmschichten einer tektonisch höheren Schuppe angehören. Ferner hat Hahn[4]) gegen diese Zuweisung des Riffkalkes zum Muschelkalk mit Recht eingewendet, daß sich hierdurch eine sonst nirgends zu beobachtende Mächtigkeit der anisischen Stufe ergeben würde. Da nämlich, wie oben (p. 88) gezeigt wurde, der Dolomit mindestens 300 *m* mächtig ist, desgleichen der darüber liegende Riffkalk, und schließlich auch für den Schreyeralmkalk der Schreyeralm eine Mächtigkeit von 200 *m* angenommen werden müßte, so erhielten wir eine 800 *m* (!) mächtige anisische Stufe, also eine ganz unwahrscheinliche Annahme.

Wenn man endlich bedenkt, daß der Dolomit im Sulzkogelprofil etwa doppelt so mächtig ist, als im Profile des Schiechlingkammes und das Auftreten von Brutlumachellen von Halobien im Riffkalke in Betracht zieht, welche sonst aus der anisischen Stufe unbekannt sind, hingegen öfter aus der karnischen Stufe[5]) erwähnt werden, so erscheint mir die Annahme nicht zu gewagt, daß **der Dolomit in den Profilen 7—10 die ganze anisische Stufe umfaßt und der Riffkalk erst in der karnischen Stufe einsetzt und vielleicht auch noch einen Teil der norischen Stufe vertritt.** Hahn[6]) hat bereits mit Recht den Riffkalk mit dem Reiteralmkalke verglichen. Die Riffkalke des Profiles 5 einerseits und der Profile 7—10 anderseits wären also nicht stratigraphisch äquivalent.

---

[1]) E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias II. Die Faziesbezirke der Trias in den Nordalpen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1898, p. 703.

[2]) E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Karte Ischl und Hallstatt, p. 8.

[3]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 83.

[4]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien, 1913, p 436.

[5]) M. Schlosser, Das Triasgebiet von Hallein. Zeitschr. der Deutschen Geolog. Gesellschaft, 1898, p. 366. — F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 330.

[6]) F. F. Hahn, Grundzüge etc. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellsch., 1913, p. 436.

Der höhere Teil der norischen Stufe wäre durch die typischen Hallstätterkalke am östlichen Ende des Sulzkogels (7 *d*) vertreten.

Die gleichfalls mögliche Annahme, daß der Riffkalk sowohl den oberen Teil der anisischen als die karnische Stufe zusammensetzt, scheint mir deshalb nicht viel Wahrscheinlichkeit zu besitzen, weil sich in diesem Falle die der ladinischen Stufe entsprechende Lücke doch irgendwie innerhalb der Riffkalkmasse bemerkbar machen müßte; der petrographischen Identität der Riffkalke des Sulzkogels mit derjenigen des Schiechlingprofiles ist nicht zu viel Wert beizulegen, da sich die Riffkalke aller Niveaus der Hallstätter Entwicklung fast vollständig gleichen.

Die Grenze zwischen Dolomit und Riffkalk hingegen ist vollkommen scharf und kann daher sehr gut der ladinischen Lücke entsprechen.

Im Profile 9 (Kaunwände) entwickelt sich der Hallstätter Riffkalk aus hornsteinführenden Hallstätter Kalken an der Basis (9 *b*), welche auch im Profil des Leutgebkogels angedeutet erscheinen. Es ist möglich, daß diese Kalke nicht als Reiflinger Kalke aufzufassen sind, sondern, da sie gegen oben allmählich in Riffkalk übergehen, gleichfalls in die karnische Stufe zu stellen wären. Hahn[1]) und Krauß[2]) beschreiben ganz ähnliche Kalke aus dem gleichen Niveau des Saalachgebietes.

Auch in Profil 10 möchte ich die Riffkalke der hohen Scheibe (10 *b*) in die karnische Stufe stellen, während ich die darüber liegenden grauen, mergeligen (10 *c*) und die weißen hornsteinreichen Plattenkalke (10 *d*) nach Analogie der Kalke von Maria Kumitz (p. 92) der norischen Stufe zurechne.

Wir sehen also, daß den fossilreichen, reich gegliederten Profilen der östlichen Plassengruppe einfacher gebaute, aber wegen ihrer Fossilarmut schwerer zu deutende Profile im Westen entsprechen. Sehr bemerkenswert ist nun, daß das Hauptgestein der letzteren Profile, der weiße, rotgeäderte Riffkalk, eine große Aehnlichkeit mit den in den Kalkbergen zwischen Mitterndorf und Liezen auftretenden[3]) „rein weißen oder gelblichweißen, sehr feinkörnigen, von zarten, blutroten Aederchen durchkreuzten Kalken“ zeigt. Hingegen sind die „grauen, splittrigen Riffkalke“ der Liezener Region wesentlich dunkler und gleichen denjenigen des Gosauer Kammes[4]). Noch interessanter ist die Identität der Hallstätter Riffkalke der Plassengruppe mit den hellen, stellenweise in roten Hallstätter Kalk übergehenden Riffkalken

[1]) F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 331.

[2]) H. Krauß, Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geognost. Jahreshefte, Bd. 26 (1913), p. 121.

[3]) G. Geyer, Ueber den geologischen Bau der Warscheneckgruppe. Verh. d. Geol. R.-A., 1913, p. 304.

[4]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Das Becken von Gosau, Sitzungsber. der Akademie d. Wissenschaften, Wien, 1914, p. 299.

des Rettensteins, welcher der Dachstein-Südwand vorgelagert ist. Wenn wir daher, wie im tektonischen Teile gezeigt werden wird (p. 125), das ursprüngliche Ablagerungsgebiet der juvavischen Einheit südlich an den Rettenstein [1]) anschließen, so kommen wir zu dem interessanten paläogeographischen Resultate, daß in vollkommen analoger Weise die Hallstätter Trias des Rötelsteins über Rabenkogel—Krahstein—Hechelstein—Hochtausing—Bosruck nach Osten, diejenige des Someraukogels über Sulzkogel—Rettenstein—Gosauer Kamm nach Südwesten in die einfachere Riffkalkentwicklung übergeht. Da nun die Hallstätter Trias des Mitterndorfer und Plassengebietes zweifellos demselben Becken angehört — denn das fehlende Zwischenstück, das einstmals über dem Koppen lag, ist teils der Denudation verfallen, teils als Raschbergtrias weiter nach Norden gewandert — so haben wir nunmehr den ursprünglichen Ost- und Westrand des Hallstätter Beckens des Salzkammergutes rekonstruiert. Mojsisovics [2]) hat seinerzeit „zwei durch eine Barriere von Wetterstein- und Dachsteinkalk gesonderte Züge der Hallstätter Entwicklung“, den Ischl-Ausseer und den Berchtesgaden-Hallstätter „Kanal“, unterschieden. Er stellte sich vor, daß die Hallstätter Kalke schon zur Zeit ihrer Ablagerung im wesentlichen dieselben Räume einnahmen wie heute und in zwei getrennten, lagunenartigen, sehr schmalen Streifen zwischen den Dachsteinkalkmassen zur Ablagerung gelangten, wobei die Grenze zwischen beiden Fazies eine außerordentlich scharfe ist. Die Unwahrscheinlichkeit dieser „Kanäle“ hat beim Auftauchen der Deckentheorie eine tektonische Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Hallstätter Kalke geradezu herausgefordert. Doch erst der von J. Nowak [3]) aufgestellten, von F. F. Hahn [4]) tiefer begründeten Tektonik des Salzkammergutes in Verbindung mit Geyers [5]) Studien auf Blatt Liezen, Trauths [6]) Aufnahmen der Südseite des Dachsteins und den hier vorliegenden Untersuchungen war es vorbehalten, an Stelle der beiden Mojsisovicsschen Kanäle ein einheitliches Ablagerungsgebiet südlich der Dachsteingruppe zu setzen, in welchem nicht nur alle Hallstätter Kalke des Salzkammergutes gebildet wurden, sondern welches auch der Dachsteinfazies nicht mehr durch petrographische Merkmale und Mächtigkeit schroff gegenübersteht, sondern mit derselben durch allmähliche Uebergänge verknüpft erscheint. Und zwar führt der Uebergang vom Dachsteinkalk zum Hallstätter Kalk stets über den Hochgebirgsriffkalk. Dieser Uebergang in der Richtung gegen Osten und Westen wurde bereits oben geschildert —

[1]) Daß der rötlich gefärbte Kalk des Rettensteines einen Anknüpfungspunkt für die juvavische Deckscholle der Plassengruppe bieten wird, hat bereits Hahn angedeutet (Grundzüge etc., p. 472).

[2]) E. v. Mojsisovics in „Bau und Bild Oesterreichs“, Wien 1903, p. 386, Fig. 2, p. 387.

[3]) J. Nowak, Ueber den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. de l'Academie des sciences, Krakau 1911.

[4]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellschaft, Wien 1913, p. 420—479.

[5]) G. Geyer, Ueber den geologischen Bau der Warscheneckgruppe. Verh. d. Geol. R.-A., 1913, p. 299—309.

[6]) F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitteil. d. Geol. Gesellschaft, Wien 1916, p. 77.

er sei nun auch kurz in der Richtung von Norden nach Süden beschrieben. Die obere Trias der Gamsfeldgruppe erinnert noch stark an die Hauptdolomitentwicklung: über einem dünnen Carditaband liegen noch ca. 800 *m* Dolomit, von welchen nach Hahn [1]) die unteren 300 *m* noch der karnischen Stufe angehören dürften. Ueber dem Dolomit liegt bereits typischer, gebankter Dachsteinkalk. Auf der 15 *km* langen Strecke Gamsfeld — Hierlatz, die auch vor der Gebirgsbildung nicht wesentlich länger gewesen sein dürfte als heute erfolgt das allmähliche Tiefergreifen des Kalkes bis an die Basis der norischen Stufe [2]). Gleichzeitg aber stellen sich im höheren Teile der norischen Dachsteinkalke die Hallorellenbänke des Hierlatz und des in annähernd gleicher geographischer Breite liegenden vorderen Gosausees ein, die ersten Vorposten der Hallstätter Entwicklung [3]).

Sehr bemerkenswert ist nun, daß bereits in dem Stück des Gosautales zwischen den beiden Gosauseen der Dachsteinkalk von dünnplattigen Hornsteinkalken unterlagert wird, welche Mojsisovics mit Recht als Reiflinger Kalk kartiert, da sie den durch ihre Fossilführung als anisisch zu bezeichnenden Reiflinger Kalken des Zwieselalpenprofiles [4]) gleichen. Am Ostufer des hinteren Gosausees erscheinen in ihrem Hangenden gelbe Carditaschichten; wir sehen also, daß die noch im Ramsaugebirge bei Steg als 600—700 *m* mächtiger Ramsaudolomit entwickelte ladinische Stufe in einer Strecke von 14—15 *km* auskeilt — also eine zweite fazielle Annäherung an die Hallstätter Entwicklung.

Auch der Reiflinger Kalk selbst kommt bereits einem Teile der Hallstätter Profile zu (Someraukogel, Schiechlingzug, besonders Rötelsteingruppe).

Ferner zeigt das Dachsteinkalkprofil am hinteren Gosausee auch über dem Carditaniveau keinen Dolomit mehr, sondern unmittelbar Dachsteinkalk, der in seinem unteren Teile bereits in der Form des Riffkalkes entwickelt ist. Das Fehlen von Dolomit in der norischen Stufe ist aber für alle typischen Hallstätter Profile des Salzkammergutes charakteristisch — also ein weiteres Moment der faziellen Annäherung.

Dieser Riffkalk reicht nun bis an die Südwand der Dachsteingruppe, und diese wiederum ist noch der wohlbegründeten Auffassung von F. Trauth [5]) nur durch die Erosion vom Rettenstein getrennt, dessen Gestein, wie oben erwähnt wurde, bereits außerordentlich stark an Hallstätter Kalk erinnert.

---

[1]) F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 322.

[2]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, p. 9, 10. — E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Wiener Geolog. Gesellschaft, 1918, p. 32, 33. Vgl. bei dieser und den folgenden Ausführungen das dieser Arbeit beiliegende Profil (Tafel I).

[3]) E. Kittl, Halorellenkalke vom vorderen Gosausee. Annalen des Naturhistor. Hofmuseums in Wien. Bd. XXX (1916), p. 51.

[4]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. der Akademie d. Wissenschaften. Wien 1914, p. 294.

[5]) F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien 1916, p. 82.

Auf den Riffkalken des Rettensteins entdeckte Trauth[1]) ein Vorkommen von rotem Mittellias, welcher in petrographischer und faunistischer Hinsicht vollständig dem juvavischen Mittellias der Plassengruppe („Zwischen den Kögeln“ und „Dammhöhe“) gleicht, also ein neuer und sehr interessanter Hinweis darauf, daß die Wurzelregion der Deckscholle der Plassengruppe nur südlich des Rettensteins gelegen sein konnte. Aus dem transgredierenden Auftreten des Mittellias am Rettenstein geht hervor, daß dieser noch im Bereiche der unterliasischen Dachsteininsel (p. 35) lag, ja daß sich dessen Ueberflutung hier im Gegensatze zum Hierlatz, wo sie bereits im oberen Unterlias erfolgte, erst zu Beginn des Mittellias vollzog.

Auch in der südlich des Rettensteins abgelagerten juvavischen Zone treffen wir im Profile des Someraukogels „Zwischen den Kögeln“ (p. 72) gleichfalls keinen Unterlias an; doch glaube ich nicht, daß wir auch hier von einer Transgression des Mittellias sprechen sollen. Denn in der westlichen Streichungsfortsetzung dieser Zone, südlich vom Taubenstein, fand sich — allerdings nur als Rollstück — ein Exemplar von *Arietites cf. nigromontanus* (p. 90), eines für die Unterregion des unteren Lias typischen Ammoniten, und auch Trauth[1]) fand in der durch den Rettenstein überschobenen, also südlich desselben zur Ablagerung gelangten Zone einen grauen Mergel mit *Rhacophyllites aff. psilomorpho* und *Schlotheimia sp.*, der gleichfalls auf tieferen Lias hindeutet. Ich möchte daher für das juvavische Gebiet im Gegensatze zur Dachsteingruppe keine Unterbrechung der Meeresbedeckung im unteren Lias annehmen, und das Fehlen desselben im Profile des Someraukogels lediglich auf Fossilarmut und tektonische Vorgänge zurückführen. Das juvavische Gebiet lag wohl schon südlich der Dachsteininsel.

Ob eine noch viel größere stratigraphische Lücke, welche vom Oberlias bis zum Kimmeridge reicht, zwischen dem juvavischen Mittellias und dem Plassenkalke vorhanden ist, kann bei der p. 94 betonten Unmöglichkeit, das tatsächliche Vorhandensein der von Kittl an der Südseite des Plassen eingezeichneten Juragesteine nachzuweisen, leider nicht entschieden werden; doch erscheint mir das Vorhandensein dieser Lücke — schon nach Analogie mit den übrigen Befunden in der juvavischen Decke[2]) — wahrscheinlicher zu sein als das Gegenteil.

Zur Zeit der Bildung des Plassenkalkes, im Tithon, war das juvavische Gebiet jedenfalls von einem sehr seichten Meere bedeckt, welches in anderen Gebieten der juvavischen Zone vielleicht sogar transgressiv einer Festlandsperiode folgte[3]), in welcher Lias- (und eventuell vorhanden gewesene Juragesteine) durch die Erosion entfernt wurden.

---

[1]) F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitteil. der Geol. Gesellschaft in Wien 1916, p. 82.

[2]) Nach Hahn (Grundzüge etc. S. 398) zeigt die juvavische Zone eine „uferzugewandte Lage von Norikum an“. Für die juvavische Deckscholle der Plassengruppe scheint dies erst vom Dogger an zu gelten.

[3]) H. Krauß, Geol. Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geognost. Jahreshefte 1913, p. 115.

D. Stratigraphie der Gosauschichten.

Wie im tektonischen Teile (p. 124) näher ausgeführt werden wird, erfolgte die Ueberschiebung der juvavischen auf die tirolische Einheit bereits vor Ablagerung der Gosauschichten, was aus der diskordanten Auflagerung derselben Gosauschichten auf beiden Serien erkannt wurde.

Eine genaue stratigraphische Beschreibung der Gosauschichten unseres Gebietes wurde von A. Boué[1]), A. E. Reuß[2]) und J. Felix[3]) geliefert; das wichtigste über die tektonische Stellung derselben habe ich bereits in einer anderen Arbeit[4]) mitgeteilt.

Auf der Karte und den Profilen könnten die einzelnen Stufen der Gosauschichten, da sie sich mit Ausnahme der dem Maestrichtien angehörigen Nierentaler Schichten, die im Bereiche unserer Karte nicht auftreten, petrographisch nicht voneinander unterscheiden, nicht gesondert ausgeschieden werden. Es ist das ein Uebelstand, den bereits J. Felix[5]) bemerkt.

Die Trennung in Grundkonglomerate und Breccien einerseits, Sandsteine und Mergel anderseits geschah nach rein petrographischen Gesichtspunkten. Erstere liegen zwar stets an der Basis der letzteren, entsprechen aber keineswegs einem bestimmten stratigraphischen Niveau.

Grundkonglomerate und -breccien.

Die Basalkonglomerate und -breccien der Gosauschichten unseres Gebietes führen durchaus Komponenten, welche aus den Trias- und und Jurakalken und Dolomiten ihrer unmittelbaren Unterlage bestehen, exotische Gerölle sind unbekannt. Auch das Bindemittel ist kalkig, so daß das Gestein besonders in seinen feinkörnigeren Varietäten Karsterscheinungen in ähnlicher Weise wie die Triaskalke zeigt.

In der nordwestlichen Ecke der Karte, auf der Nordseite des Gosautales, sind die Konglomerate besonders grobkörnig und mächtig entwickelt[6]). Die Mächtigkeit dürfte hier mindestens 300 *m* betragen. An der Südseite des Vorderen Gosautales, und zwar am nördlichen Fuße des Leitgebkogels (Profil I) und der Nordwestecke des Sulzkogels[7]) (Profil IX) sind die immer noch recht groben Gosaukonglomerate bereits viel weniger mächtig. Noch geringer wird die Mächtigkeit der Gosaukonglomerate auf der Westseite des Brielgrabens, wo

---

[1]) A. Boué, Description de divers gisements intéressants de fossiles dans les Alpes Autrichiennes (Mémoires géologiques et paléontologiques I, 1832, p. 202—205).

[2]) A. E. Reuß, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen. Denkschr. Akad. VII (1854), p. 26—28.

[3]) J. Felix, Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. II. Die Kreideschichten bei Gosau. Palaeontographica LIV (1908), p. 305—309.

[4]) E. Spengler, Untersuchungen über tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzber. Akad. CXXIII (1914), p. 280—282.

[5]) J. Felix, l. c., p. 314.

[6]) J. Felix, l. c. p. 253—255.

[7]) F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, p. 435.

sie den Betrag von 50 *m* kaum erreicht (Profil I). Gleichzeitig wurden die Gerölle kleiner und zeigen eine deutliche Abhängigkeit von ihrem unmittelbaren Untergrunde. So führen die Gosaukonglomerate, die den anisischen Dolomit der Brielwand überlagern, vorwiegend Dolomitgerölle, diejenigen, welche in das prächtig aufgeschlossene, prägosauische Karrenfeld im tirolischen Dachsteinkalke (Taf. XVI, Fig. 1) eingelagert sind, hauptsächlich Kalkgerölle. Noch weiter gegen Süden, und zwar auf dem Plateau südlich und südöstlich der Grabhütten und nördlich der Seekaralpe, geht das Konglomerat allmählich in eine feinkörnige weiße oder rötliche Breccie, beziehungsweise einen Forellenkalk über, der dem Untersberger Marmor[1]) gleicht, was bereits A. Boué[2]) bekannt war. Diese Gosaugesteine reichen am Dachsteinplateau viel weiter nach Süden, als Mojsisovics angenommen hatte; ich konnte sie auf dem zur Seekaralpe führenden Steig bis nahe an diese Alpe verfolgen. Mojsisovics hat dieses Gebiet offenbar deshalb dem Dachsteinkalke zugerechnet, weil es ebenso wie der Dachsteinkalk Karrenbildung aufweist. Aber immerhin ist die Verkarstung im Dachsteinkalk intensiver als in den Forellenkalken, so daß sich zwischen beiden eine deutliche morphologische Grenze, eine Art Steilrand, ausbildete, die Aegerter auf der Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe vorzüglich herausgearbeitet hat. Die Gosaubreccien erwiesen sich bisher als fossilleer, mit Ausnahme eines unbestimmbaren Restes eines irregulären Seeigels, den ich südlich des Löckenmoosberges auffand.

Die isolierten Denudationsrelikte von Gosauschichten am Plankensteinplateau (Profil III) sind sehr feinkörnige, in kalkige Sandsteine übergehende Konglomerate, deren meist kaum erbsengroße Gerölle Dolomit, deren Bindemittel kalkig ist. Diese Gesteine haben westlich oberhalb der Durchgangalpe (Fossilzeichen der Karte) folgende Versteinerungen geliefert:

Inoceramus cf. regularis d'Orb.
Gryphea cf. vesicularis Goldf.
Serpula socialis Goldf.

Wie ich bereits an anderer Stelle[3]) ausgeführt habe, beweist das Vorkommen von *Inoceramus cf. regularis*, daß diese Gesteine dem oberen Campanien angehören, und da diese Funde aus den unmittelbar der Trias auflagernden Gesteinen stammen, daß die Transgression der Gosauschichten auf diesem Plateau erst im oberen Campanien erfolgte.

---

[1]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Das Becken von Gosau, p. 280.

[2]) A. Boué, l. c. p. 204. Die Beschreibung des Gesteines bei Boué ist vortrefflich: „Près du lieu appelé Vordergruben (Grabhütte), à environ une demi-lieue des carrières, l'on trouve des rochers considérables d'une brèche calcaire trés compacte et à pâte blanchâtre ou rosâtre. Les fragments sont du calcaire jurassique alpin, et ils sont si fortement cimentés, q'on croirait au premier abord que ce n'est pas une brèche. Ces roches ressemblent, au reste, aux brèches à *Hippurites* de l'Untersberg.“

[3]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Das Becken von Gosau, p. 282, 231.

Ein weiterer, kleiner Denudationsrest von Gosaukonglomerat liegt am Gipfel des Solingerkogels (Profil VI). Dieser Denudationsrelikt war bereits Mojsisovics[1]) bekannt.

Schließlich beobachtete ich nördlich vom Plassengipfel in etwa 1870 *m* Höhe eine SW-NO streichende, etwa 20 *cm* breite Spalte (Profil IV), welche von einer aus Plassenkalkstücken bestehenden Breccie sowie einem sehr feinkörnigen, gelbbraunen Sandstein erfüllt ist. Ich vermute in dieser Bildung gleichfalls transgredierende Gosauschichten. Trifft dies zu, so ergibt sich daraus, daß auch der Plassen zur Oberkreidezeit unter Meeresbedeckung lag. Der Plassen besaß nämlich, wie später (p. 142) gezeigt werden wird, zur Oberkreide noch nicht die dominierende Stellung wie heute, sondern war wahrscheinlich ein flaches Plateau, daß keineswegs höher aufragte, als das Plankensteinplateau.

Sandsteine und Mergel.

Den Grundkonglomeraten sind sowohl am Nordabhange des Leitgebkogels als insbesondere im Gebiete des Löckenmoosberges westlich und südlich des Brielgrabens sehr tonreiche Mergel von meist grauer, seltener rötlicher Farbe und dünnplattige quarzreiche, feinkörnige Sandsteine aufgelagert. An einigen Stellen gehen die oben besprochenen Konglomerate allmählich in die Sandsteine und Mergel über, meist aber sind sie von jenen ganz scharf getrennt. Die Grenze ist dann morphologisch sofort daran zu erkennen, daß die Karrenfelder einem meist sehr nassen, tonigen Waldboden weichen.

Der einzige, reiche und seit alter Zeit bekannte Fossilfundort in diesen Mergeln ist die Lokalität „Hofergraben". Es sind dies zwei auffallende, weithin sichtbare Plaiken (Abrutschungen) am südlichen Gehänge des südwestlich vom Leitgebkogel gelegenen Sattelgrabens (Fossilzeichen der Karte).

Der Hofergraben hat bisher folgende Fauna geliefert[2]):

Anthozoa:

Agathelia cf. asperella Reuß (H.-M.)
Astrocoenia ramosa Edw. H.
Columnastraea striata Goldf. (H.-M.)

---

[1]) E. Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Ischl und Hallstatt, p. 48. An der gleichen Stelle erwähnt Mojsisovics auch das Vorkommen eines Gosaukonglomerates an der Südostecke des Schneidkogels. Ich konnte trotz genauester Begehung des Südostgrates des Schneidkogels daselbst nirgends eine Spur von Gosaugesteinen auffinden. Wahrscheinlich hielt Mojsisovics die p. 47 (Nr. 5) beschriebenen Jurabreccien auf dem Hühnerkogel für Gosau. Doch erscheint das jurassische Alter dieser Breccien durch das Auftreten von Crinoiden und Hornsteinwarzen im Bindemittel sichergestellt.

[2]) Der größte Teil dieser Liste ist der Arbeit von J. Felix, l. c. Palaeontographica, LIV, (1908), p. 306—308 entnommen. (Ohne nähere Bezeichnung.) Hierzu kommen noch die Sammlung der geologischen Abteilung des Wiener Naturhistorischen Hofmuseums (H.-M.), Bestimmungen von F. Trauth, mit dessen freundlicher Erlaubnis hier publiziert, des Geol. Universitätsinstitutes in Wien (Geol. Inst.) und des Museum Francisco-Carolinum in Linz (L.-M.)

Cyclolithes discoidea Blv.
„ *elliptica Guett.*
„ *aff. excelsa From.* (H.-M.)
„ *cf. Orbignyi From.* (H.-M.)
„ *scutellum Reuß* (H.-M.)
„ *undulata Blv.* (H.-M.)
„ „ „ *var. cycloides Fel.* (H.-M.)
„ „ „ *Reußi From.* (H.-M.)
Dendrogyra Salisburgensis From.
Diploctenium conjungens Reuß.
„ *lunatum Brug.* (H.-M.)
„ *aff. lunatum Brug.* (H.-M.)
Gyroseris patellaris Reuß (H.-M.)
Leptophyllia sp. (H.-M.)
Placocoenia maior Fel. (H.-M.)
„ *Orbignyana Reuß.*
Placosmilia arcuata Edw. (H.-M.)
„ *cuneiformis Edw. H.*
? *Phyllocoenia exsculpta Reuß* (H.-M.)
Phyllosmilia Aegiale Fel. (H.-M.)
„ *cf. Basochesi From.* (H.-M.)
? „ *n. sp. aff. Basochesi From.* (H.-M.)
Stefanocoenia formosa Edw. H.
Thamnastraea agaricites Reuß.
„ *composita Edw. H.*
Trochocyathus lamellicostatus Reuß.
Trochosmilia didyma Edw. H.
„ *subinduta Reuß.*
„ *didymophila Fel.*

Annelida:

Serpula socialis Goldf.

Brachiopoda:

Argiope ornata Sueß.
Crania ? sp.
Rhynchonella compressa Sow.

Lamellibranchiata:

Anatina producta Zitt. (H.-M.)
Arca Lomelli Zitt.
„ *Schwabenaui Zitt.* (H.-M.)
Arcopagia biradiata Zitt.
Astarte Gümbeli Zitt.
„ *laticostata Desh.*
Avicula caudigera Zitt.
Cardium gosaviense Zitt.
„ *productum Sow.*
Cardita granigera Gümb.

Chama Haueri Zitt.
Circe cf. concentrica Zitt. (H.-M.)
„ *discus Math.*
Crassatella macrodonta Sow.
Cucullaea bifasciculata Zitt.
„ *Chiemensis Gümb.*
„ *gosaviensis Zitt.*
Cyclina primaeva Zitt.
Cypricardia testacea Zitt.
Cyprina bifida Zitt.
„ *crassidentata Zitt.* (L.-M.)
Cytherea polymorpha Zitt.
Dosinia cretacea Zitt.
Fimbria coarctata Zitt.
Gryphea vesicularis Lam.
? *Hippurites alpinus Douv. var. turbinata Zitt.* (H.-M.)
Janira quadricostata Sow.
„ *substriatacostata d'Orb.*
Icanotia impar Zitt.
Inoceramus cf. Felixi Petr.
„ *Mülleri Petr.*
„ *cf. regularis d'Orb.*
Isocardia planidorsata Zitt. (Geol. Inst.)
Lima decussata Münst. (H.-M.)
„ *Haidingeri Zitt.*
„ *Marticensis Math.*
Limopsis calvus Sow.
Liopistha (Psilomya) frequens Zitt.
Modiola flagellifera Forb.
„ *Oppeli Zitt.* (L.-M.)
„ *typica Forb.*
Nucula concinna Zitt.
„ *redempta Zitt.*
Ostrea plicifera Coq.
„ *proboscidea Arch.* (Geol. Inst.)
Panopaea rustica Zitt.
Pecten virgatus Nills. (Geol. Inst.)
Pectunculus Marrotianus d'Orb.
Perna falcata Zitt.
Pholadomya rostrata Math. (L.-M.)
Pinna cretacea Schloth.
Plicatula aspera Sow.
? *Radiolithes sp.* (H.-M.)
Spondylus striatus Goldf.
Tapes eximia Zitt.
„ *fragilis Zitt.*
„ *Martiniana Zitt.*
„ *Rochebruni Zitt.*
Trigonia limbata d'Orb.
Venus Matheroni Zitt.

Scaphopoda:

Dentalium sp. (H.-M.)

Gastropoda:

Actaeonina sp. (H.-M.)
Alaria costata Sow. (H.-M.)
" *aff. granulata Sow.* (H.-M.)
" *Partschi Zek.*
Amaura cf. acuminata Reuß (H.-M.)
Astralium granulatum Zek.
" *radiatum Zek.*
Avellana decurtata Sow. (H.-M.)
Borsonia spinosa Sow.
Bulla sp. (H.-M.)
Cancellaria n. sp. (H.-M.)
Cerithium furcatum Zek.
" *(Vertagus) hispidum Zek.*
" *(Pirenella) millegranum Münst.* (H.-M.)
" *(Tympanotomus?) pseudocoronatus d'Orb.* (H.-M.)
" *reticosum Sow.*
" *sexangulum Zek.* (H.-M.)
Dejanira Goldfussi Kfst. (H.-M.)
Fasciolaria elongata Sow. (H.-M.)
" *torquilla Zek.*
Fusus cingulatus Sow. (H.-M.)
" *torosus Zek.* (H.-M.)
Gosavia squamosa Zek.
Keilostoma conicum Zek.
" *tabulatum Zek.* (Geol. Inst.)
Liotia sp. (H.-M.)
Mitra cancellata Sow. (H.-M.)
" *aff. cancellata Sow.*
" *nodulosa Stol.* (H.-M.)
Natica angulata Sow. (H.-M.)
" *(Amauropsis) bulbiformis Sow.*
" *(Lunatia) lyrata Sow.*
" *semiglobosa Zek.* (H.-M.)
Nerinea flexuosa Sow. (H.-M.)
Nerita Hoernesi Zek. (H.-M.)
Neritopsis sp. (H.-M.)
? *Olivia (Utriculina) n. sp.* (H.-M.)
Phasianella gosavica Zek.
Pileolus sp. (H.-M.)
? *Pleurotoma fenestrata Zek.* (H.-M.)
? " *fusiformis Sow.* (H.-M.)
Pseudocassis (?) striata Zek.
Pterocera Haueri Zek. (H.-M.)
Ringicula sp. (H.-M.)
Rissoa affinis Sow.

? *Rissoina sp.*
Scalaria sp. (H.-M.)
Solarium quadratum Sow. (H.-M.)
Trochus coarctatus Zek.
„ *n. sp.* (H.-M.)
Turbo n. sp. (H.-M.)
Turritella columna Zek. (H.-M.)
„ *convexiuscula Zek.* (H.-M.)
„ *disjuncta Zek.* (Geol. Inst.)
„ *Eichwaldi Goldf.* (H.-M.)
„ *Fittoniana Mnst.* (Geol. Inst.)
„ *rigida Sow.*
Tritonium gosavicum Zek. (H.-M.)
? *Vermetus n. sp.* (H.-M.)
Volutilithes carinata Zek (H.-M.)
„ *coxifera Zek.*
„ *elongata d'Orb.* (Geol. Inst.)
? „ *fenestrata Zek.*
Volvulina laevis d'Orb.

Cephalopoda:

Ammonites n. f. indet. (H.-M.)

Nach J. Felix[1]) sind unter den oben angeführten Versteinerungen *Inoceramus cf. regularis d'Orb.* und *Trigonia limbata d'Orb.* die einzigen Formen, welche eine genauere Niveaubestimmung der Fauna des Hofergrabens gestatten. Wir müssen daher die Lage, welche diese beiden Fossilien führt und in ca. 883 *m* Höhe ansteht, mit Felix einem sehr jungen Niveau, dem oberen Campanien, zuweisen. Hingegen weiß ich nicht, welche Form Felix veranlaßt hat, die tiefsten Mergellagen im Hofergraben in das Oberturon[2]) zu stellen. Ich halte es im Gegenteil für sehr unwahrscheinlich, daß die Mergel des Hofergrabens stratigraphisch so tief hinabreichen, da der Aufschluß nur bis in etwa 800 *m* Seehöhe hinabreicht[3]), und wir dann, wenn wir diese tiefsten Lagen ins Angoumien stellen, für die Serie Coniacien-Unt. Campanien eine unwahrscheinlich geringe Mächtigkeit erhielten. Ich möchte vielmehr eher glauben, daß die Mergel des Hofergrabens höchstens bis in das Santonien hinabreichen, wie man aus dem häufigen Vorkommen von *Volvulina laevis Stol.* schließen könnte.

Außerdem erwähnt Felix[4]) einen in 1279 *m* Seehöhe östlich des Katzhofgrabens gelegenen unreinen, grauen Kalk, welcher

[1]) J. Felix, l. c., p. 305.

[2]) J. Felix, l. c., p. 315 (Tabelle).

[3]) Unterhalb 800 *m* sind im Hofergraben Werfener Schiefer aufgeschlossen, welche von den Gosauschichten durch den Roßalpenbruch (p. 141) getrennt sind.

[4]) J. Felix, l. c., p. 309.

Clypeolampas gosaviensis Lamb.
Hemipneustes Felixi Lamb.
Botriopygus (?) sp.
Radiolites (Birodiolites?) sp.
Ostrea sp.

geliefert hat, wonach er dem Maestrichtien angehört.

Ebenfalls ins Maestrichtien stellt Felix[1]) das bereits am längsten bekannte und am häufigsten beschriebene Gosaugestein unseres Gebietes, nämlich die grauen, dünnplattigen, feinkörnigen Quarz-Sandsteine, die in den Steinbrüchen „Auf der Ressen" (Profil I) seit alter Zeit zur Gewinnung von Schleifsteinen gebrochen werden. Boué[2]) hat in denselben Landpflanzenreste gefunden, H. Commenda[3]) teilt die volkstümlichen Namen mit, welche jede Schicht bei den Steinbrucharbeiten erhalten hat.

Es kann natürlich nicht bezweifelt werden, daß die obenerwähnten, Echiniden führenden Kalke und die Ressensandsteine bereits dem Maestrichtien angehören; es sei aber ausdrücklich bemerkt, daß sie trotzdem zweifellos älter sind als die auf der Westseite des Gosautales anstehenden Nierentaler Schichten, welche gleichfalls ins Maestrichtien gestellt werden. Denn es ist kaum denkbar, daß die über die ganzen Alpen so außerordentlich weit verbreitete, auf ziemlich tiefes Wasser hindeutende und dabei sehr mächtige Fazies der Nierentaler Mergel[4]) über die Breite des Gosautales hinweg einer so wesentlich anderen Fazies Platz macht, wie H. Kynaston[5]) vermutete. Die wohl ursprünglich im Hangenden der Ressensandsteine gelegenen Nierentaler Schichten sind hier vielmehr gänzlich der Denudation anheimgefallen.

Endlich erwähnt Kittl[6]) das Vorkommen von Actaeonellen aus der Gegend der Veitenhütte. Da nach Felix[7]) die Actaeonellen nicht über das Santonien hinausgehen, im Plankensteinplateau jedoch zweifellos erst das obere Campanien transgrediert, deutete ich in meiner Gosauarbeit[8]) die Möglichkeit an, daß die Plassengruppe bereits zur älteren Gosauzeit (Angoumien—Santonien) vom Meere bedeckt war, in welche sich die oben beschriebenen Basalbreccien und Forellenkalke sowie das Actaeonellen führende Gestein bei der Veitenhütte bildeten. Im Santonien oder unteren Campanien wäre dann eine Hebung und teilweise Denudation, im oberen Campanien eine neuer-

---

[1]) J. Felix, l. c., p. 314.

[2]) A. Boué, Description de divers gisements intéressants de fossiles dans les Alpes Autrichiennes, p. 203. Feiner Pflanzenhäcksel ist auf den Schichtflächen der Ressensandsteine sehr häufig.

[3]) H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jahresbericht des Museums Francisco-Carolinum in Linz, p. 127.

[4]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. der Akademie der Wissensch., 1914, p. 20.

[5]) H. Kynaston, On the stratigraphical, lithological and palaeontological features of the Gosaubeds, Quart. Journ. Geol. Society, 1894, p. 130.

[6]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 64.

[7]) J. Felix, l. c., p. 310.

[8]) E. Spengler, l. c., p. 57.

liche Transgression erfolgt. Der meist scharfe petrographische Kontrast zwischen den basalen, kalkigen Breccien und den hangenden, mergelig-sandigen Gesteinen wäre in diesem Falle der Ausdruck einer echten Diskordanz.

Leider gelang es mir nicht, die von Kittl erwähnten Actaeonellen neuerdings aufzufinden, so daß diese Hypothese etwas ungenügend begründet erscheint.

E. Tertiär (?).

G. Geyer[1]) entdeckte anläßlich einer Expertise auf dem Hallstätter Salzberge in unmittelbarer Nähe der Roßalpe ein in deutlichen Bänken über Schreyeralmkalk transgredierendes Konglomerat, welches „glänzende, durch ein ziegelrotes Zement verbundene Quarzgerölle“ führt. Auch auf der Halde des südlicher gelegenen Bohrloches sind diese Konglomerate zu sehen. Durch die meist erbsengroßen oder auch kleineren, gewöhnlich nur kantengerundeten, durch ihre hellbraune, glatte Verwitterungskruste wie poliert aussehenden Gerölle von Quarzen und Quarziten erinnert das Gestein sehr stark an die seit sehr langer Zeit bekannten, von F. Simony[2]) und E. Sueß[3]) beschriebenen Augensteinkonglomerate des Dachsteinplateaus, insbesondere der Gjaidalpe, deren altmiocänes Alter nach den Untersuchungen von Mojsisovics[4]) und Götzinger[5]) wohl feststeht.

Trotz dieser petrographischen Uebereinstimmung ist es nicht wahrscheinlich, daß dieses Konglomerat auf der von Götzinger beschriebenen altmiocänen Landoberfläche gebildet wurde. Denn das von den steilen Wänden der Hohen Scheibe und des Vorderplassen überragte, tief eingeschnittene Tal der Roßalpe, in welchem die Konglomerate anstehen, kann, wie im morphologischen Teile (p. 170) gezeigt werden wird, noch kein Teil der miocänen Landoberfläche bilden, sondern muß jüngerer Entstehung sein. Außerdem wäre es, wenn wir die Entstehung der Konglomerate in das Miocän oder gar in einen noch jüngeren Abschnitt der Tertiärformation versetzen, in welchem wir bereits mit einer der gegenwärtigen sehr ähnlichen orographischen Konfiguration rechnen müssen, kaum möglich, daß sich in dieser von hohen Kalkwänden überragten Lage von Kalkgeröllen freie Konglomerate bilden.

Wir sind daher gezwungen, ein höheres als altmiocänes Alter für diese Konglomerate anzunehmen.

Gegen Gosauschichten spricht die petrographische Beschaffenheit. Man wird dadurch zu der von G. Geyer angedeuteten Möglich-

---

[1]) G. Geyer, Verh. der Geol. R.-A., 1915, p. 131.

[2]) F. Simony, Ueber das Vorkommen von Urgebirgsgeschieben auf dem Dachsteingebirge. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1851, 2. Heft, p. 159.

[3]) E. Sueß, Ueber die Spuren eigentümlicher Eruptionserscheinungen am Dachsteingebirge. Sitzungsber. der Akademie der Wissensch., Bd. 40 (1860), p. 428.

[4]) E. v. Mojsisovics, Erläut. zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 51—55.

[5]) G. Götzinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitteil. der Geograph. Gesellschaft in Wien, 1913, p. 48—57.

keit geführt, daß diese Bildungen den von mir[1]) aus dem Hangenden der Nierentaler Schichten unterhalb der Zwieselalpe beschriebenen, dem Danien oder älteren Eocän angehörigen, Quarzgerölle führenden Konglomeraten entsprechen könnten. Da aber hier die petrographische Uebereinstimmung keine vollständige ist (das Konglomerat unterhalb der Zwieselalpe führt niemals poliert aussehende Quarzgerölle), möchte ich auch diese Identifizierung vorläufig als unsicher bezeichnen.

F. Diluvium und Alluvium.

Die Bedeckung der Plassengruppe durch diluviale Ablagerungen beschränkt sich auf das Vorkommen von Moränen.

Die ausgedehnteste und wohl auch mächtigste Moränenbedeckung finden wir in dem Gebiete der Kropfalpe zwischen dem Brielgraben und Roßalpengraben. Die Moränenbedeckung reicht von der Talsohle des Brielgrabens in der Gegend der vorderen Brielalpe (950 *m*) bis in etwa 1300 *m* Höhe empor; die besten Aufschlüsse liegen am Südgehänge des Roßalpengrabens und in 1200 *m* Höhe zwischen den beiden Kaunwänden. Die Geschiebe sind durchwegs klein und entstammen der nächsten Umgebung. Wir haben es hier jedenfalls mit der Grundmoräne des Lokalgletschers zu tun, welcher sich vom Dachsteinplateau durch den Brielgraben ins Gosautal hinabwälzte.

Mit einer ganz ähnlichen Grundmoräne ist der Talsack ausgekleidet, in dessen Tiefe die Klausalpe (Profil V) liegt; nur ist gegenwärtig die Bedeckung mit Moränenmaterial hier nur mehr in geringerer Mächtigkeit und weniger zusammenhängender Fläche erhalten als im Brielgraben. Am Franz-Josef-Reitwege ist diese Moräne bei der Klausbrücke und auf der Mitterwand (Profil VI) aufgeschlossen, an der Westseite des Kessels reicht sie bis fast zur Landneralpe (über 1100 *m*), an der Nordseite desselben, am Gehänge des Klauskogels, bis annähernd zur gleichen Höhe empor. Auch das etwa 1100 *m* hoch gelegene Plateau des Schlaipfenmooses zwischen Sieg- und Someraukogel trägt eine geringmächtige Bedeckung mit Moränenmaterial.

Eine morphologisch sehr schön erhaltene Ufermoräne hat sich am Ostabhange des Plassen oberhalb des Hallstätter Salzberges erhalten (Profile VI, IX). Dieselbe bildet einen Wall von etwa 40 *m* Höhe (zwischen 1220 und 1260 *m* Seehöhe) und läßt sich vom Lahngangkogel, an dessen Gehänge sie sich oberhalb des hohen Wasserstollens anlegt, in einer Längserstreckung von 800 *m* bis zu den Sagmösern verfolgen. Sie trennt das am Ostfuße des Plassen eingeschnittene, schutterfüllte Kar der „Eisgrube" [2]) vom Haselgebirgsterrain des Hallstätter Salzberges. Der beste, weithin leuchtende Aufschluß liegt beim Eingang des „linksseitigen Tagstollens" westlich des vom Salzberg zum Sattel führenden Weges. Wir sehen hier, daß diese Moräne reichlich gekritzte Geschiebe führt, jedoch bezeichnenderweise fast

[1]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil, Das Becken von Gosau. Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissensch., Bd. 123 (1914), p. 287—291.

[2]) Siehe Alpenvereinskarte!

ausschließlich Dachsteinkalkgeschiebe. Daraus geht hervor, daß es sich nicht um die Endmoräne eines den Rückzugstadien den Eiszeit angehörigen kleinen Gletschers handeln kann, welcher die „Eisgrube“ erfüllte; denn abgesehen davon, daß in diesem Falle die Moräne im Vergleich mit der Kleinheit des Gletschers allzu mächtig wäre, müßte sie auch ausschließlich Plassenkalkgeschiebe führen. Es handelt sich vielmehr um eine Ufermoräne des vom Dachsteinplateau herabfließenden Traungletschers. Die Ufermoräne am Ostgehänge des Plassen ist vollständig den in annähernd gleicher Seehöhe auftretenden Ufermoränen vergleichbar, welche den Sandling umgeben [1]). Ich möchte daher die Ufermoräne am Plassen auf denselben Gletscher zurückführen, welchem Penck und Brückner die Sandlingmoränen zuschreiben, d. h. dem Traungletscher des Bühlstadiums. Denn daß der Traungletscher des Gschnitzstadiums noch bei Hallstatt eine solche Mächtigkeit besaß, daß er bis über 1200 *m* am Plassen emporreichte, erscheint mir äußerst unwahrscheinlich, da am Nordende des Hallstätter Sees bereits dessen Endmoränen liegen. Er dürfte über den schmalen Trog des Hallstätter Seetales nicht hinausgereicht haben.

Die alluvialen Ablagerungen werden im morphologischen Teil der Arbeit (p. 177) besprochen.

V. Tektonischer Teil.

A) Aeltere Ansichten über die Tektonik der Plassengruppe.

Die bereits p. 15, 16 erwähnten Profile durch die Plassengruppe bei Keferstein, Sedgwick und Murchison können an dieser Stelle übergangen werden, da bei der damals noch gänzlich unbekannten Stellung des „Alpenkalkes“ naturgemäß auch keine richtige Vorstellung über die Tektonik des Gebietes möglich war.

Wie F. v. Hauer als der Begründer der wissenschaftlichen Stratigraphie des Alpenkalkes unseres Gebietes bezeichnet werden kann, so war Hauer auch der erste, welcher ernstzunehmende Profile durch die Plassengruppe zeichnete. Das älteste Detailprofil (1833) [2]), welches allerdings nur einen sehr kleinen Teil der Plassengruppe durchschneidet und etwa dem mittleren Teile unseres Profiles VII entspricht, zeugt von vortrefflicher Beobachtung. So ist z. B. die steile Stellung der Kalke des Someraukogels ganz richtig eingetragen, desgleichen das Hervortreten von Haselgebirge „Zwischen den Kögeln“ und das Auftreten von Werfener Schiefern bei den „Sagmösern“. Nur die Eintragung von Guttensteiner Kalk in deren Hangendem ist irrtümlich.

Das erste Profil durch die ganze Plassengruppe, in welchem die durch Hauers Arbeiten auf sicheren Boden gestellte Stratigraphie

[1]) A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd., p. 365.

[2]) F. v. Hauer, Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrb. der Geol. R.-A. 1853, p. 721 (Text p. 720).

zur Anwendung kam, ist in dem von Hauer veröffentlichen Durchschnitt der Ostalpen von Passau bis Duino enthalten[1]), und zwar rührt dieser Teil des Profiles von E. Sueß her. Das Haselgebirge des Hallstätter Salzberges stellt nach E. Sueß den Kern einer steil aus der Tiefe aufsteigenden Antiklinale dar, welche sich vor Ablagerung der Juragesteine des Plassen gebildet hat. Hauer nimmt also eine Aufrichtung der Alpen an, die nach dem Ende der Liasperiode erfolgte[2]).

Obwohl diese für die damalige Zeit bewundernswürdige Darstellung im Hauerschen Querschnitt durch die späteren Profile überholt wurde, enthält sie doch eine Reihe vorzüglicher Beobachtungen, die zum Teil bei den späteren Darstellungen wieder vergessen wurden. Zu diesen gehören:

1. Die saigere Stellung der Hallstätter Kalke des Someraukogels, welche keine der späteren Profile zeigt. Allerdings hat Sueß am Someraukogel Hangend und Liegend verwechselt, was dadurch zu erklären ist, daß damals der Hallstätter Kalk in das Liegende des Dachsteinkalkes gestellt wurde und die verschiedenen Vorkommnisse von Lias noch unbekannt waren.

2. Das Nordfallen der Dachsteinkalke an der Nordseite des Plassen, welches erst wieder im Haugschen Profile erscheint. Von den die Gruppe durchsetzenden Verwerfungen ist nur die auffälligste bekannt, nämlich der Echerntalbruch.

Zwischen diesem und den nun folgenden Profilen von E. Kittl liegen die stratigraphischen Forschungen von Mojsisovics, durch welche, wie im stratigraphischen Teile erwähnt wurde, ein Bild der Schichtfolge geschaffen wurde, welches mit geringen Ergänzungen noch heute zu recht besteht. Die Kittlschen Profile[3]) sind daher auf ungleich besserer stratigraphischer Basis errichtet, als dasjenige von Hauer und Sueß. Die Komplikation war auch in tektonischer Hinsicht sehr stark gewachsen, da Mojsisovics und Kittl zahlreiche Verwerfungen entdeckten und außerdem der Salzbergbau ganz merkwürdige, tektonische Verhältnisse enthüllte, indem es sich zeigte, daß Brocken der verschiedensten jüngeren Gesteine ganz isoliert im Halselgebirge stecken.

Der Wert der sehr genauen Kittlschen Profile wird nur dadurch etwas beeinträchtigt, daß Kittl ebenso wie Mojsisovics derjenigen Periode in der Erforschungsgeschichte der Alpen angehört, in der die Bedeutung der radialen Dislokationen in den nördlichen Kalkalpen überschätzt, jene der tangentialen Störungen hingegen stark

---

[1]) F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissensch. 1857.

[2]) F. v. Hauer, l. c., p. 96. Noch im Jahre 1866 hält Mojsisovics (Verh. der Geol. R.-A. 1866. p. 164) an der Anschauung fest, daß die Faltung der Hallstätter Kalke des Hallstätter Salzberges vor Ablagerung der Klausschichten erfolgte.

[3]) E. Kittl, Geologische Exkursionen im Salzkammergut. Führer des internat. Geologenkongresses in Wien 1903, p. 73. 77, 79. Das Profil Aigners (Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. 1892, Taf. III, Fig. 1) gleicht im wesentlichen demjenigen, welches Hauer u. Sueß 1857 geben). Sonst finden wir in der Zeit zwischen 1857 und 1903 keine Darstellung der Tektonik der Plassengruppe; nur Mojsisovics erwähnt gelegentlich die eine oder andere Bruchlinie (z. B. Verh. der Geol. R.-A. 1868, p. 297.)

unterschätzt wurde. Das kommt auf den Kittlschen Profilen dadurch zum Ausdruck, daß jede Stelle eines anormalen Kontaktes als Senkungsbruch gezeichnet und auf die bereits von Sueß gemachten Beobachtungen über steile Schichtstellung am Hallstätter Kalk des Someraukogels und am Dachsteinkalk des Plassen-Nordhanges vergessen wurde. Die Schichtflächen erscheinen auf den Kittlschen Profilen durchaus brettartig eben ohne jede Verbiegung.

Neue Gesichtspunkte hat erst die Deckentheorie gebracht. Haug und Lugeon[1]) wurde es zum erstenmal klar, daß zwei so stark verschiedene Fazies, wie die Hallstätter und die Dachsteinentwicklung, die heute völlig unvermittelt und schroff nebeneinander stehen, nicht in derselben Weise abgelagert sein konnten und daher erst durch eine Ueberschiebung in ihre heutige Lage gelangt sind. Haug[2]) stellt nun die Vorstellung auf, daß die Hallstätter Entwicklung, die wieder in zwei Decken zerfällt (Nappe du Sel, Nappe du Hallstatt), als Fenster unter der Dachsteindecke zum Vorschein kommt. Haug dürfte vor allem durch die an anderen Stellen des Salzkammergutes gemachte Beobachtung, daß die Hallstätter Entwicklung unterhalb der Dachsteinfazies zum Vorschein kommt, zu der Fensterhypothese gelangt sein. Doch waren sicherlich auch Beobachtungen am Hallstätter Salzberg selbst dieser Hypothese günstig. So sieht man, wenn man den prächtigen, alten Fahrweg von Hallstatt zum Rudolfsturm emporsteigt, daß die Dachsteinkalke, über welche der Weg emporführt, 50°—60° gegen OSO einfallen (Profil IX), so daß sich das Haselgebirge, auf welchem sich die Berghäuser des Hallstätter Salzberges erheben, im Liegenden der Dachsteinkalke zu befinden scheint; wenn man ferner bedenkt, daß sich zu beiden Seiten dieses Haselgebirgsstreifens die im allgemeinen flach liegenden Dachsteinkalke in mächtigen Wänden erheben (Profil VIII) und man außerdem den Plassen mit Haug zur Dachsteindecke rechnet, so muß, vom Rudolfsturm aus betrachtet, die Fensterhypothese einem flüchtigen Besucher als recht plausibel erscheinen[3]). Weiter dürfte Haug das bereits im Hauerschen Durchschnitt richtig eingetragene Nordfallen des Dachsteinkalkes auf der Nordseite des Plassen (Profil III), daß man bei einer Fahrt durch das vordere Gosautal vorzüglich sieht, in seiner Fensterhypothese bestärkt haben. Daß diese trotzdem unhaltbar ist, wird später gezeigt werden. Zu dem von Haug gezeichneten Profil (l. c. Taf. I, Fig. 2) sei noch bemerkt, daß hier die orographische Kontur zugunsten der Fensterhypothese gefälscht erscheint, indem die Schreyeralmschichten („V“ auf der Fig. 2) auf dem Profil tiefer liegen als der nordfallende Dachsteinkalk, während in Wirklichkeit

[1]) E. Haug et M. Lugeon, Sur l'existence, dans le Salzkammergut, de quatre nappes de charriage superposées. Comptes rendus de l'académie des sciences, Paris 1904 (Tome CXXXIX), p. 892—894.

[2]) E. Haug, Les Nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, III. partie, Le Salzkammergut, p. 123.

[3]) Haug beruft sich tatsächlich auf diesen Ausblick (l. c. p. 123). Ich gestehe offen, daß auch ich selbst, als ich nur diesen Teil der Plassengruppe kannte, derselben Täuschung unterlag und daher die Haugsche Fensterhypothese für durchaus annehmbar hielt. (Zentralblatt für Mineralogie etc., 1913, p. 277.)

die ersteren am Schreyerkogel 1620 *m*, am Schiechlingkogel 1668 *m* hoch liegen, der Dachsteinkalk hingegen höchstens 1421 *m* (Rettengrabenkogel) erreicht; und zwar erheben sich die Gesteine der Hallstätter Entwicklung in fast senkrechter Wand über den Dachsteinkalk (Profile III, IV). Die Brüche werden als „unwesentlich" vernachlässigt.

Ein weiteres Profil durch die Plassengruppe ist dasjenige Jan Nowaks[1]. Dieses Profil gibt durch seine starke Schematisierung und insbesondere durch seine Ueberhöhung ein unrichtiges Bild des Aufbaues der Plassengruppe, enthält aber trotzdem, wie später gezeigt wird, die richtige tektonische Lösung. Allerdings ist der Bau im Detail ungleich komplizierter, als Nowak es annimmt. Die Brüche werden hier ebenso wie bei Haug vernachlässigt.

F. F. Hahn[2] hat die Deckschollenhypothese Nowaks angenommen und die Hallstätter Entwicklung der Plassengruppe seiner juvavischen, den darunterliegenden Dachsteinkalk seiner tirolischen Einheit zugerechnet.

Auch ich habe die Nowaksche Vorstellung bereits in meiner Arbeit über das Becken von Gosau[3] angenommen, ein strengerer Beweis konnte aber erst durch die im folgenden beschriebenen Untersuchungen gewonnen werden.

B. Mittelkretazische (vorgosauische) Tektonik.

1. Die juvavische Hauptüberschiebung.

Das wichtigste tektonische Element der Plassengruppe ist die Ueberschiebung der juvavischen Decke über die tirolische Basis. Die stratigraphische Entwicklung dieser beiden tektonischen Einheiten ist eine so wesentlich verschiedene, daß sie bereits im stratigraphischen Teile der Arbeit eine getrennte Behandlung erfahren mußte.

Die durch die Hallstätter Fazies charakterisierte (juvavische) Einheit ist nun folgendermaßen gegen das (tirolische) Dachsteinfaziesgebiet begrenzt:

Beginnen wir am Siegkogel und verfolgen die Grenze im Sinne des Uhrzeigers rings um den Plassen herum, so sehen wir, daß der Zug von Liasfleckenmergel (*a*) zwischen dem Sieg- und Himbeerkogel einerseits, dem Someraukogel anderseits sich zweifellos im Hangenden der zwei erstgenannten Kögel und im Liegenden der mit Spuren von Haselgebirge bei der Werkstatt beginnenden Hallstätter Serie des

---

[1] Jan Nowak, Ueber den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. de l'Academie des Sciences de Cracovie, 1911, Taf. III, Fig. 14. Nowaks Profil ist zwar früher publiziert als dasjenige Haugs, die Fensterhypothese wurde aber von Haug früher aufgestellt als die Deckschollenhypothese von Nowak, so daß ich erstere früher besprechen mußte als letztere.

[2] F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien, VI, p. 348.

[3] E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil, Das Becken von Gosau. Sitzber. der Wiener Akademie, 1914, p. 278 (12).

Solinger und Someraukogels (Tafel XV, Profile VI, VII) befindet. Das Einfallen dieser Liasfleckenmergelzone ist zwar leider infolge der wenigen und meist schlechten Aufschlüsse [1]) nirgends mit Sicherheit zu erkennen, doch läßt die Fleckenmergelzone als flachgeneigte Terrasse über dem Dachsteinkalk der senkrechten Echernwand und unterhalb der nicht viel weniger steilen Südwand des Solinger- und Someraukogels (Tafel XV, Profile VI, VII, Photographie Tafel XVI, Fig. 2) keinen anderen Schluß zu, als daß sie sich im Hangenden der Echernwand und im Liegenden des Someraukogels befindet.

In der westlichen Fortsetzung dieses Streifens, im oberen Klauskogelgraben, trifft man die gleichen Liasfleckenmergel (*b*) in Wechsellagerung mit dunklen pentacrinus- und hornsteinführenden Crinoidenkalken (p. 36), tiefer drinnen, unmittelbar unter der steilen Klauskogelwand, in 1100 *m* Höhe, gipsführendes Haselgebirge, während die senkrechte Klauskogelwand selbst aus anisischem Hallstätter Dolomit mit einer aufgesetzten Kappe von rotem Hallstätter Kalk besteht. (Tafel XV, Profil IV*a*, p. 79). Dieser Haselgebirgsstreifen läßt sich nach SW in einer schutterfüllten Rinne bis in eine Höhe von 1230 *m*, bis zum Wege Blaikenalpe-Durchgangalpe hinauf verfolgen.

Noch weiter gegen SW, gegen das Breiningtal [2]) zu, bleiben stets Juragesteine das hangendste Glied der tirolischen Dachsteinkalkserie (*c*). Als Liegendstes der Hallstätter Entwicklung ist stets ein meist sehr schmaler Streifen von anisischem Dolomit am Fuße der südlichen und westlichen, aus juvavischem Riffkalk bestehenden Randabstürze des Plankensteinplateaus bis zur Veitenhütte zu verfolgen. (Tafel XV, Profile II—III). Nur im Breiningtale südlich des Spitzelkogels ist der Dolomit unter mächtigen Schuttmassen verborgen. (Tafel XV, Profil IV.) Das hangendste Glied der tirolischen Serie ist südlich und westlich vom Plankensteinplateau meist der hier an Megalodonten und schwimmenden Scherben sehr reiche, also wohl rhätische Dachsteinkalk; nur an einer Stelle ist eine Spur von Spongiennadeln führendem Liasfleckenmergel, ferner zwischen Schnittlermoos und Veitenhütte Hierlatz- (p. 34, Punkt 10) und Klauskalk (p. 48, Punkt 10) am Ueberschiebungskontakt vorhanden (*d*) (Tafel XV, Profil II). Der basale tirolische Dachsteinkalk gleicht in dieser Gegend dem überschobenen, juvavischen Riffkalk im Handstück beinahe vollständig, unterscheidet sich jedoch im Großen sehr auffallend von diesem durch die deutlich ausgesprochene Bankung. Auch nach morphologischen Momenten kann die Grenze der Deckscholle hier sehr leicht gezogen werden, da deren Denudationsrand den südlichen (Tafel XV, Profile II—IV) und westlichen Steilabsturz des Plankensteinplateaus bildet. Der gelb markierte Weg Gosauschmied—Hallstatt überschreitet die Grenze bezeichnenderweise am Schnittlermoos, einer Stelle, an welcher die Ueberschiebungslinie von Gosau-

[1]) Der beste Aufschluß in dieser Fleckenmergelzone liegt in 830 *m* Seehöhe im Unterlaufe des Lauterbaches unmittelbar oberhalb des Waldbachstrubs (ca. 6 *mm* nördlich vom „*b*“ von „Waldbachstrub“). Daß sich hier die Fleckenmergel im unmittelbaren Hangenden der vom Waldbach in enger Schlucht durchsägten Dachsteinkalke befinden, unterliegt keinem Zweifel.

[2]) Siehe Alpenvereinskarte!

konglomerat überdeckt ist, wodurch eine Unterbrechung in den Wandabstürzen des Plankensteinplateaus bedingt ist.

Von der Veitenhütte an steigt die Ueberschiebungslinie in den Talgrund des Brieltales hinab, ist jedoch meistens unter Gosauschichten oder Schutt verborgen; als liegendste Schicht der Deckscholle ist hier der anisische Dolomit der niederen Kaunwand (p. 91) aufgeschlossen, während das hangendste Glied der tirolischen Basis der megalodontenreiche, 25° N fallende Dachsteinkalk des Talschlusses des Brieltales erscheint, der in 1200 *m* Höhe von transgredierendem Gosaukonglomerat überdeckt wird. (Taf. XVI, Fig. 1.)

Ferner liegt der p. 42 beschriebene Aufschluß von Macrocephalenschichten und Radiolariten der Lokalität „Brieltal" unmittelbar unter der Ueberschiebungsfläche (*e*). Der Radiolarit ist hier in enggepreßte, kleine Falten mit W—O streichender Achse gelegt, was deutlich den Einfluß der darüber hinweggeglittenen, juvavischen Decke erkennen läßt. Ueber dem Radiolarit folgt am Fuße der Brielwand eine schmale, sumpfige Wiese, in der man vereinzelte Brocken von roten Werfener Schiefern antrifft; darüber erhebt sich in der Brielwand (Profil I) der anisische Dolomit der Deckscholle.

Von der Brielwand bis zum Rettengraben liegt der Kontakt zwischen Tirolisch und Juvavisch unter Gosauschichten und Talalluvionen verborgen.

Die Grenze zwischen dem tirolischen Rettengrabenkogel und dem juvavischen hohen Schreyerkogel liegt im Rettengraben und wird sicherlich durch eine vertikale Verwerfung [1]) gebildet, wie schon der Schnitt der Kontaktlinie mit dem Gehänge ergibt. (Profile III—VII.) Doch kommt hier nicht, wie Mojsisovics auf der geologischen Karte einträgt, der hier a pricri gar nicht unwahrscheinliche Werfener Schiefer zum Vorschein, sondern als tiefstes Glied der basale Hallstätter Dolomit. Die rote Farbe, die dem Rettengraben seinen Namen gegeben hat, rührt nicht von Werfener Schiefern, sondern von einem an die Verwerfung gebundenen, roten, terra rossa-artigen Verwitterungslehm her, wie er in ganz übereinstimmender Weise auch in dem hohen und niederen Sarstein trennenden Graben auftritt, in welchem gleichfalls nirgends etwas von Werfener Schiefern zu sehen ist. Erst unmittelbar unterhalb des Rettengrabensattels sind graue Werfener Schiefer aufgeschlossen (p. 80, Profil III).

Vom Rettengrabensattel an gegen Osten ist die Grenzlinie zwischen tirolischem und juvavischem Gebiet durch eine in etwa 1300 *m* Höhe hinziehende, mehr oder minder breite Stufe angedeutet; der Werfener Schiefer (*f*) ist nur an einer Stelle durch einen neuen Wegbau aufgeschlossen, sonst sieht man auf der ganzen Terrasse nur Schutt, was nach der morphologischen Gestaltung dieser Gegend selbstverständlich ist.

---

[1]) Diese Verwerfung wird zum erstenmal von E. v. Mojsisovics erwähnt in seiner Notiz: „Umgebungen von Hallstatt", Verh. der Geol. R.-A. 1868, p. 297, sowie in dem „Bericht über die Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten" Jahrb. der Geol. R.-A. 1869, p. 153. Vergl. p. 137.

Hingegen werden die Aufschlüsse in den die juvavische Serie einleitenden Werfener Schiefern wieder sehr gut am „Sattel“ (*g*) südlich vom Blekarkogel. (Profil VI.) Bei der Sattelalm liegen über dem tirolischen Dachsteinkalk Doggerkalke und Kieselschiefer (*h*) am Kontakt mit der juvavischen Einheit (Profile IV, V) am „Sattel“ selbst Doggerkalke und Breccien mit Hornsteinwarzen (*g*). Südlich vom „Sattel“ vereinigt sich der Werfener Schieferzug an der Nordseite des Plassen mit der großen Haselgebirgsmasse des Hallstätter Salzberges. An dem Nordrand dieser Haselgebirgsmasse setzt sich der Werfener Schiefer des Sattels noch ein Stück gegen SO fort, wo er auf den „Sagmösern“ schön aufgeschlossen ist. (Profil VII und Profil Fig. 4 auf p. 77 bei Kittl.) Er kommt hier teils mit tirolischem Dachsteinkalk, teils mit diesem auflagernden jurasisschen Kalken und Kieselschiefern in Kontakt (i). Auch im Bergwerk ist der gleiche Werfener Schiefer aufgeschlossen. (Profil VI.)

Aus diesen Angaben über die Umgrenzung der Hallstätter Faziesregion geht hervor, daß folgende Momente für die Nowaksche Deutung als Deckscholle und gegen die Haugsche Auffassung als Fenster sprechen:

1. Das Hallstätter Faziesgebiet liegt fast ausschließlich orographisch bedeutend höher als dasjenige der Dachsteinfazies[1]; die einzige, teilweise Ausnahme ist die Schneidkogelgruppe, die später besprochen wird. Das Dachsteinplateau liegt allerdings im allgemeinen bedeutend höher als die Hallstätter Gesteine der Plassengruppe; doch ist das gegen die Plassengruppe gerichtete Herabsinken der Dachsteinkalkplatte nicht nur deutlich am Schichtfallen der Dachsteinkalke selbst (Profile I—VIII), sondern auch an der Erscheinung zu erkennen, daß die Hierlatzschichten der Mitterwand etwa 1300 *m* tiefer liegen als diejenigen des hohen Ochsenkogels. Geyer[2]) sagt: „Die ganze Mächtigkeit des Dachsteinkalkes fällt im allgemeinen vom Riff gegen Norden ab.“ Wenn der Hallstätter Salzberg ein Fenster wäre, müßte man umgekehrtes Fallen oder zumindestens eine Aufbiegung des Dachsteinkalkes in unmittelbarer Nähe der Plassengruppe beobachten. In ungleich intensiverer Weise als durch die Schichtneigung wird dieses Herabsinken der Oberfläche der Dachsteinkalkplatte in ein tieferes Niveau durch die zahlreichen, parallelen Staffelbrüche hervorgerufen, welche bereits E. Sueß[3]) bekannt waren und die von Geyer[4]) genauer beschrieben wurden. (Vgl. p. 140.)

2. Wie sich aus der obigen Beschreibung ergibt, kann man fast am ganzen Umfang des Hallstätter Faziesgebietes bemerken, daß die jüngsten (jurassischen) Gesteine der tirolischen Dachstein-

---

[1]) Dies zeigt mit besonderer Deutlichkeit die auf Photographie Taf. III, Fig. 2 dargestellte Ansicht der Echernwand und des aufgeschobenen Someraukogels von Süden.

[2]) G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrb. der Geol. R.-A. 1886, p. 254.

[3]) E. Sueß in F. v. Hauers geologischem Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Wien 1857, p. 57.

[4]) G. Geyer, l. c., p. 259 f.

serie mit den ältesten Gesteinen der Hallstätter Entwicklung (Werfener Schiefer, Haselgebirge oder Dolomit) in Berührung kommen. Diejenigen Stellen, an denen diese Erscheinung deutlich zu beobachten ist, wurden in der vorhergehenden Beschreibung mit den Buchstaben *a*—*i* bezeichnet, um hier dieselben Punkte nicht nochmals zu wiederholen.

Bei Annahme der Haugschen Fensterhypothese müßte man, um diese Erscheinung zu erklären, die weitere Hypothese aufstellen, daß die Hallstätter Decke aus der Dachsteindecke an gewaltigen Brüchen horstartig — um nicht zu sagen pfropfenartig — herausgehoben ist. Die Sprunghöhe dieser Verwerfungen läßt sich nun bei der Werkstatt an der Südseite des Someraukogels annähernd bestimmen: Der Dachsteinkalk muß hier, da er vom Seespiegel bis auf die Spitze des Hierlatz oder des Sarsteins reicht, eine Mächtigkeit von mindestens 1400 *m* (p. 27) besitzen; darunter liegen (nach den Beobachtungen im Goiserner Weißenbachtal) mindestens 600 *m* Ramsaudolomit. Die Mächtigkeit der darunterliegenden anisischen und skythischen Schichten ist schwer anzugeben — wir wollen als Minimum nur 100 *m* annehmen. Wir bekommen dadurch eine Mächtigkeit der Dachsteinentwicklung von etwa 2100 *m*. Dazu kommt noch die Gesamtmächtigkeit der Hallstätter Triasentwicklung, die sich am Solinger- und Someraukogel nach Profil VI auf mindestens 600 *m* beläuft. Wir erhielten also eine Sprunghöhe von nicht weniger als 2700 *m*! Diese Sprunghöhe ist noch um 600 *m* größer als diejenige, welche nach der alten Bruchhypothese von Kittl und Mojsisovics[1]) erforderlich wäre. Es ist sonst ein großer Vorteil der Deckentheorie, daß sie die von den alten Geologen geforderten, riesigen Sprunghöhen der Verwerfungen vermied — hier leistet sie aber das Gegenteil, wenn wir das Hallstätter Faziesgebiet als Fenster auffassen.

Nach der Fensterhypothese müßten wir annehmen, daß sich das Haselgebirge des Hallstätter Salzberges vor Eintritt dieser Verwerfungen auf der Nordseite des Plassen 1300 *m*, auf dessen Südseite gar 1800 *m* tief unter dem heutigen Meeresspiegel befand. Eine solche gewaltige Hebung etwa dem Salzauftrieb zuschreiben zu wollen, ist unmöglich, wie später gezeigt werden wird (p. 150).

Wenn wir die Hallstätter Entwicklung hingegen als Deckscholle auffassen, verschwinden diese Verwerfungen zum Teil völlig, zum Teil reduziert sich deren Sprunghöhe auf einige Hundert Meter.

---

[1]) E. v. Mojsisovics hat die Konsequenzen der vor Auftauchen der Ueberschiebungstheorie herrschenden Auffassung für die Tektonik des Hallstätter Salzberges bereits vollständig richtig erkannt und sehr klar dargestellt. Er schreibt: „Der Hallstätter Salzberg ragt horstförmig aus den ihn auf drei Seiten umgebenden Dachsteinkalken empor und ist von diesen, welchen er aufzulagern scheint, durch große Brüche von bedeutender Sprunghöhe getrennt. So kommen auf der Nordseite die regelmäßig dem Dachsteinkalk aufgesetzten jurassischen Bildungen mit den Werfener Schiefern in Kontakt. Die Sprunghöhe umfaßt daher die ganze Mächtigkeit des Wetterstein- und Dachsteinkalkes sowie der den letzteren überlagernden jurassischen Sedimente." (Bau und Bild Oesterreichs, p. 391.) Man beachte, wie Mojsisovics bereits im Jahre 1903 unbeabsichtigterweise geradezu die Beweise für die hier vertretene Deckschollenhypothese zusammengestellt hat!

3. Wir sehen, daß auch das Fallen der Hallstätter Gesteine niemals ein derartiges ist, daß die geradlinige Verlängerung der Schichtflächen unter die Dachsteinkalke hineinfällt, sondern stets liegt deren Verlängerung über den Dachsteinkalken in der Luft. Denn auf der Nordseite des Plassen fallen die Schreyeralmkalke der Schiechlinghöhe 40° gegen SSW ein (Profile III—V); am Someraukogel fallen die tiefsten Lagen des Dolomites und des daraufliegenden Kalkes 5°—10° S (Profil VI), also flacher als das Gehänge, so daß deren Verlängerung im Hangenden der tirolischen Liasfleckenmergel bleibt (Taf. XVI, Fig. 2). Ja selbst in dem zwischen Dachsteinkalk eingeklemmten Streifen von Haselgebirge (Profil VIII), auf welchem die tieferen Berghäuser des Hallstätter Salzbergs stehen und welcher auf den ersten Blick sehr stark den Eindruck eines Fensters macht, sieht man schon auf dem Profil bei Kittl[2]), welches nach den Aufschlüssen im Kaiser-Franz-Josef-Stollen gezeichnet ist, daß die Werfener Schiefer an der Basis des Salzgebirges 65° gegen NW, also vom Dachsteinkalk abfallen (Profil IX).

4. Dafür zeigt der tirolische Dachsteinkalk überall ein Einfallen unter die Hallstätter Entwicklung. Beginnen wir jetzt im vorderen Gosautal, so sehen wir, daß am linken Ufer, am Südfuße des Kahlenberges nächst der Mündung des Bärenbaches, die Dachsteinkalke eine wunderbar aufgeschlossene, riesige Schichttafel an der Straße entblößen, die 40° S fällt, also gegen die am rechten Ufer aufgeschlossenen Dolomite der Hallstätter Entwicklung (Profil II).

Betrachtet man den Gipfel des Rettengrabenkogels von Westen, so sieht man, daß die Dachsteinkalke des Gipfels annähernd flach liegen (Profil III); ihre Verlängerung würde daher weder über noch unter die Hallstätter Entwicklung führen, sondern mitten in diese hinein. Wir müssen daher, wie schon p. 119 erwähnt, eine Verwerfung annehmen, an der die Deckscholle nachträglich etwas eingesunken ist (Profil III—VII). Geht man nördlich um den Rettengrabenkogel herum, so bemerkt man an seinem Nordgehänge deutlich steiles NNO-Fallen; erst die tieferen Abhänge lassen wieder flaches SSW-Fallen erkennen (Profil III). Dieses steile NO-Fallen läßt sich gegen SO bis unterhalb der Sattelalpe verfolgen; man findet Fallwinkel von 50°—70° und kann beobachten, daß der Fallwinkel an den tieferen Abhängen flacher wird und das Fallen schließlich sich gegen SSW kehrt (Profil IV). Dieses steile NNO-Fallen kann aber unmöglich die Bedeutung haben, die ihm von Haug beigemessen wird (p. 116); dies geht nicht nur aus der Flachlegung der Schichten auf dem Gipfel des Rettengrabenkogels, sondern auch daraus hervor, daß dieses NNO-Fallen nur der Südflügel einer von der Deckscholle gänzlich unabhängigen Synklinale ist. Denn diese Synklinale streicht ungeändert gegen NW auf den Kahlenberg zu, während der Ueberschiebungsrand an der Mündung des Rettengrabens gegen Westen umbiegt (siehe Karte). Das (allerdings stark verflachte) NNO-Fallen des Südflügels

[2]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 73, Fig. 3.

finden wir am Kahlenberg beim großen „A." von „Kahlenberg A." der Spezialkarte, das SSW-Fallen des Nordflügels am Gipfel des Kahlenbergs wieder (Profil II). Diese Synklinale dürfte für die erste Anlage des vorderen Gosautales bestimmend gewesen und die Ursache sein, daß dieses Tal nicht der Verwerfung folgte [1]).

Die gleiche Mulde ist weiter im Osten, südlich vom Blekarkogel, von den tirolischen Juragesteinen erfüllt (Profile VI, VII). Die Unabhängigkeit der Mulde von der Deckscholle ist hier vollkommen klar.

Das steile SO-Fallen der Dachsteinkalke beim Aufstieg zum Rudolfsturm (Profil IX) wird später erklärt (p. 158).

Die Dachsteinkalke der Echernwand mit ihrem im allgemeinen flachen OSO-Fallen liegen auch im Liegenden des Someraukogels (Photographie Taf. XVI, Fig. 2).

An der das Breinningtal (südlich vom Plankenstein) an der Südseite begrenzenden Langwand ist das Fallen der Dachsteinkalke 30° gegen NO [2]) gerichtet, also auch unter die Hallstätter Entwicklung (Profil III, IV). Dasselbe ist auch im Hintergrund des Brieltales der Fall (Profil I).

5. Ein wichtiger Beweis für die Deckschollennatur des Hallstätter Salzberges sind endlich die p. 154—158 geschilderten und auf Längsprofil IX (Taf. XV) dargestellten Beobachtungen im äußeren Teile des Kaiser-Franz-Josef-Stollens.

Es sei hier ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, daß sämtliche im Obigen angeführten fünf Beweise für die Deckschollennatur gänzlich unabhängig von dem faziellen Gegensatz zwischen dem juvavischen und tirolischen Gebiete sind und in keiner Weise ihre Beweiskraft einbüßen würden, wenn Decke und Basis dieselbe Fazies besäßen.

Da aber außerdem der im stratigraphischen Teile eingehend geschilderte Faziesgegensatz vorhanden ist, kann dieser als ein weiteres, gewichtiges Moment zugunsten der Ueberschiebungshypothese angeführt werden.

Die beiden Triasfazies grenzen ohne Uebergang scharf aneinander, sie können daher nicht in der gegenwärtigen Lage zur Ablagerung gelangt sein und müssen sich erst durch eine Ueberschiebung einander genähert haben. Dies ist um so eher anzunehmen, als das Hallstätter Faziesgebiet nachweisbar auf mindestens drei Seiten (Norden, Osten, Süden) vom Dachsteinfaziesgebiet umschlossen ist. („Maskierung" [3]) des Hallstätter Salzberges.)

Da ich aber ein grundsätzlicher Gegner der Aufstellung von „Faziesdecken" bin, sei hier folgendes bemerkt: Man hat erst dann das Recht, zwei verschiedene Faziesgebiete auf Grund der Fazies

[1]) Vgl. E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. der Geol. R.-A., 1918, p. 138 (9).

[2]) Auf Haugs Profil Fig. 2 ist das Fallen der Dachsteinkalke südlich vom Plassen falsch eingetragen; es ist in Wirklichkeit gerade entgegengesetzt. Der den Dachsteinkalk unterlagernde Streifen von Lias existiert nicht.

[3]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 73.

allein verschiedenen Decken zuzurechnen, wenn 1. die Faziesunterschiede genügend bedeutend sind, besonders, wenn die Mächtigkeiten der einzelnen gleichaltrigen Schichtglieder stark verschieden sind. Wie sich aus der stratigraphischen Beschreibung ergibt, trifft dies in unserem Falle zweifellos zu, da die Mächtigkeit der Trias am Hierlatz über den Werfener Schiefern wahrscheinlich mindestens 2100 *m*, diejenige des Someraukogels—Steinbergkogels höchstens 800 *m* beträgt. 2. Wenn sich die Verschiedenheit der Fazies nicht nur auf eine zeitlich eng begrenzte Schichtgruppe, sondern auf einen größeren stratigraphischen Komplex, also zum Beispiel im vorliegenden Falle auf die gesamte Trias oberhalb der Werfener Schiefer bezieht. 3. Wenn die Entfernung der beiden Faziesgebiete eine so geringe ist, daß der Uebergang nach den Gesetzen der Sedimentation nicht möglich ist. Sie beträgt in unserem Fall zum Beispiel auf der Südseite des Someraukogels 250—300 *m*. 4. Wenn an einem Punkt diese Merkmale vorhanden sind, ist man zwar berechtigt, die beiden Faziesgebiete *a* und *b* zwei verschiedenen Decken *A* und *B* zuzurechnen; man hat aber noch nicht das Recht, ohne weitere Beweise ein in größerer Entfernung auftretendes Vorkommnis der Fazies *a* gleichfalls der Decke *A* zuzurechnen.

Der Aufschub der juvavischen Deckscholle ist vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgt. Dies geht mit voller Sicherheit aus den Verhältnisssen im oberen Brieltal hervor. Wir sehen hier, wie das ganze, flach NNO fallende Schichtpaket, das aus dem Macrocephalenschichten tragenden Dachsteinkalk und daraufgeschobenem Hallstätter Dolomit besteht (Profil I) [1]), von einer sehr flach (ca. 10°) W fallenden vorgosauischen Abrasionsfläche in 1200 *m* Höhe scharf abgeschnitten wird, auf welcher die Gosaukonglomerate abgelagert wurden, die gegen oben in Sandsteine und Mergel übergehen.

Die Auflagerung derselben Gosauschichten auf den Gesteinen beider Serien ist mit einer nicht zu übertreffenden Klarheit aufgeschlossen. Im Hintergrund des Brieltales sind drei niedrige Wandstufen [2]) zu sehen; die zwei untersten bestehen aus tirolischem Dachsteinkalk, die oberste aus Gosaukonglomerat. Auf der Terrasse zwischen der oberen Dachsteinkalk-Wandstufe und derjenigen, die aus Gosaukonglomerat besteht, ist die Auflagerung des Konglomerates auf dem Dachsteinkalk unmittelbar aufgeschlossen (Tafel XVI, Fig. 1). Das Bild zeigt ein von dem hier sehr megalodontenreichen Dachsteinkalk [3]) gebildetes, vorgosauisches Karrenfeld, in dessen langgestreckte Karrenrinnen das dunklere Gosaukonglomerat eingreift. Ebenso klar ist die Auflagerung derselben Gosauschichten auf die

---

[1]) Die 200 *m* östlich des Profiles beobachteten Lagerungsverhältnisse wurden in das Profil I hineinprojiziert.

[2]) Zwischen „Hint Brielstube" und „Bärnsteig" der Alpenvereinskarte.

[3]) Auf dem Bilde ist ein Megalodus am unteren Rande, unmittelbar neben dem Hammer zu sehen.

juvavischen Dolomite aufgeschlossen — es ist dies der von Boué[1]) beschriebene und abgebildete Aufschluß, die Brielwand am linken Ufer des Brielgrabens[2]). Der untere Teil der senkrechten Brielwand besteht aus in zahlreiche, kleine Falten gelegtem Hallstätter Dolomit, der obere aus flach W fallenden Gosaukonglomeraten.

Die untersten Lagen des Konglomerates zeigen eine deutliche Abhängigkeit vom Untergrund: Ueber dem Dachsteinkalk herrschen Dachsteinkalkgerölle, über dem Dolomit Dolomitgerölle vor. In den höheren Lagen verliert sich natürlich diese Abhängigkeit, ganz gleichartige Sandsteine und Mergel liegen darüber, und man kann, wenn man den horizontalen, in ca. 1300 *m* Höhe gelegenen Weg Veitenhütte—Katzhofalm—Schmiedsipplalm[3]) verfolgt, nahezu auf derselben fast ununterbrochen aufgeschlossenen Schichtfläche aus dem Hangenden des tirolischen Dachsteinkalkes in dasjenige des juvavischen Dolomites gelangen, ohne auch nur das geringste von der wichtigen tektonischen Linie im triadischen und jurassischen Untergrund zu merken.

Ein weiterer Beweis für das vorgosauische Alter der Ueberschiebung ist der kleine Denudationsrest von Gosauschichten am Schnittlermoos (p. 118, unterste Zeile), der die Ueberschiebungslinie gerade überklebt; doch ist der Aufschluß hier nicht so deutlich wie derjenige im Hintergrunde des Brieltales.

Aus obigen Ausführungen geht mit Sicherheit hervor, daß die Deckscholle der Plassengruppe nur ein Denudationsrest der juvavischen Decke Hahns ist; sie ist der Deckscholle des Stuhlgrabenkopfes[4]) am Steinernen Meer vergleichbar, aber bedeutend ausgedehnter als diese. Auch Hahn leitet für die Ueberschiebung der juvavischen Decke ein vorgosauisches Alter[5]) ab; doch dürfte dieses nirgends so klar ersichtlich sein wie in der Plassengruppe. Auch in dieser Gruppe zwingen uns die geologischen Verhältnisse, im Sinne Nowaks und Hahns einen Schub der juvavischen Decke von Süden her anzunehmen; denn nur hier finden wir im Rettenstein und den Schuppen an der Südseite des Dachsteines die faziellen Anknüpfungsmöglichkeiten für diese Decke (p. 100—103). Insbesondere ist eine autochthone Wurzelung der Deckscholle zwischen Hochkalmberg und Dachstein im Sinne der Leblingschen Hypothese[6]) vollständig abzulehnen; für diese Anschauung fehlen nicht nur alle faziellen Gesichtspunkte, sondern es müßte auch die Spalte, an der die juvavische Scholle aus der Tiefe herausgepreßt wurde, an den Dachsteinkalkwänden oberhalb Hallstatt ersichtlich sein, wovon keine Rede ist.

---

[1]) A. Boué, Mémoires géol., I., 1832, p. 203, Taf. I, Fig. 4.
[2]) Siehe Alpenvereinskarte.
[3]) Bei „atz“ von „Katzenhofalpe“ der Karte.
[4]) F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 342.
[5]) F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 412.
[6]) Cl. Lebling, Ueber die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse. Geol. Rundschau. V, 1914, p. 1—23.

2. Sekundäre Ueberschiebungen und Faltungen in der Deckscholle.

Die juvavische Deckscholle der Plassengruppe ist keine einfache horizontal liegende Schichtfolge, sondern besteht aus einer Anzahl von schuppen- oder deckenförmig übereinanderliegenden Schichtpaketen und zeigt nur auf die Deckscholle beschränkte Faltungen. Da in der Plassengruppe, wie später (p. 139) gezeigt werden wird, dies Bild der kretazischen Tektonik durch spätere, tertiäre Vorgänge gestört erscheint, habe ich auf Taf. XV (II), Profil X den Versuch unternommen, den Zustand der Gebirgsgruppe vor Eintritt der jüngeren Bewegungen darzustellen.

Wenn wir die Beschreibung im Südosten beginnen, so zeigen die Profile V, VI und VII, daß Somerau- und Solingerkogel den Bau eines schief gegen Norden aufsteigenden Gewölbes besitzen. Auf der Südseite dieses Berges liegen die Dolomite an der Basis nächst der Werkstatt horizontal oder sind sogar flach gegen Süden geneigt; je höher man jedoch am Südgehänge des Solingerkogels emporsteigt, desto steiler fallen die Schichten gegen Norden und an der Hauptfundstätte in den norischen Hallstätter Kalken (Linse mit *Cyrtopleurites bicrenatus*) ist das Nordfallen bereits so steil, daß die Schichten nahezu saiger stehen (Profil VII).

Daß sich diese Antiklinale nicht in die tirolische Basis fortsetzt, sondern einem auf die Deckscholle beschränkten Faltungsstockwerk angehört, geht daraus hervor, daß die Dachsteinkalke des Siegkogels (Hohe Sieg) (Profil VIII), die östliche Streichungsfortsetzung des Someraukogels, keine Spur dieser Antiklinale erkennen lassen.

Der Antiklinale des Solinger-Someraukogels ist die kleine Lauterbachscholle (p. 78) südwestlich vorgelagert. Wie die Aufschlüsse im 147 *m* langen Lauterbachstollen zeigen, besitzt diese synklinalen Bau [1]), denn bei Meter 26 (vom Eingange) fallen die Hallstätter Kalke steil Nord, bei Meter 101 ist hingegen 45° gegen Süden gerichtetes Einfallen der Hallstätter Kalke zu beobachten. Der Kern dieser kleinen Synklinale wird von Zlambachschichten eingenommen, die auch beim Stolleneingang über Tags [2]) aufgeschlossen sind (p. 78). 112 *m* vom Eingang entfernt liegt im Stollen die Grenze gegen den anisischen Dolomit der Solingerkogelscholle, eine 50° S fallende, 10 *cm* breite, von dunklem Ton (Haselgebirge?) und einer Reibungsbreccie erfüllte Verwerfungskluft, an welcher die Lauterbachscholle um 300 *m* gegenüber dem Solingerkogel gegen Süden abgesunken ist. Die am Tage anstehenden Zlambach- und Liasmergel müssen an einer parallelen Kluft noch tiefer abgesunken sein, da sie tiefer als der Stolleneingang hinabreichen.

---

[1]) Profil V.

[2]) Wäre der Lauterbachstollen nicht vorhanden, so daß man nur auf die Beobachtung der Tagesaufschlüsse angewiesen wäre, so würde man die Zlambachschichten im Lauterbachgraben sicherlich als eine tiefere Schuppe deuten, welche unter das Someraukogelprofil einfiele. — Haug (Bull. soc. géol. de France 1912, p. 124) hat die Tektonik tatsächlich so aufgefaßt und darin eine Bestätigung seiner Lehre von der Ueberlagerung der „nappe du sel“ durch die „nappe de Hallstatt“ gefunden. Das Stollenprofil macht diese Deutung unmöglich.

Ich halte diese Absenkung der Lauterbachscholle von der Masse des Someraukogels für eine ganz junge, bergschliffartige Bewegung — das an jeder Dislokationsfläche hervortretende Haselgebirge bietet ja den Gesteinsmassen reichlich Gelegenheit zum Abgleiten. Die isolierte blockartige Partie von Hallstätter Kalk beim „G" von „Klauskogel" gehört jedenfalls auch dieser abgesenkten Partie an.

Die westliche Fortsetzung der Antiklinale des Solingerkogels wird durch das Profil des Klauskogels gebildet, ein NW—SO streichendes Gewölbe mit Haselgebirge und anisischem Dolomit im Kern (Profil IV, IVa), das sich, wie bereits p. 79 erwähnt wurde, durch das Fehlen sämtlicher Schichtglieder zwischen anisischem Dolomit und unternorischem Hallstätter Kalk auszeichnet.

Ich möchte diese sicherlich tektonische Diskordanz dadurch erklären, daß beim Vordringen der Someraukogelantiklinale nach Norden der obere Teil der Antiklinale (die nor. Hallstätter Kalke) an der vorliegenden, stauenden Masse des Plassen ein größeres Hindernis gefunden hatte als deren Basis, von dieser abgeschert wurde und gegen dieselbe um ein Stück zurückblieb (Profil X).

Weitere Faltungs- und Ueberschiebungserscheinungen zeigt das Plankensteinplateau (Profile II—IV).

Der Südrand dieses Plateaus zeigt das Bild einer einfachen normal und horizontal liegenden Schichtfolge: Ueber einem wenig mächtigen Sockel von anisischem Dolomit erheben sich die wandbildenden Riffkalke. Begeben wir uns nun auf dem Plateau gegen Norden, so bemerken wir, daß sich nördlich des gelb markierten Weges und der Almhütten Berling, Woferl, Wallner, Leitgeb und Schmidbauer[1]) am Höhbichl die anisischen Dolomite herausheben und gleichzeitig an Mächtigkeit gewinnen (Profile II, III). Die Riffkalke im Hangenden der Dolomite sind bis auf zwei kleine Reste denudiert. Nun überschreiten wir eine NW—SO verlaufende Verwerfung, die sich morphologisch durch eine das ganze Plankensteinplateau in zwei gleich große Hälften zerteilende, grabenartige Depression bemerkbar macht, in welcher die Almhütten Scheibenanger, Jagerbauer und Kröpfl[2]) errichtet sind. Da an dieser Verwerfung der Nordostflügel abgesenkt wurde, blieb der hangende Riffkalk nordöstlich dieser Linie in einem gegen 300 *m* breiten Streifen erhalten, welcher sich von Punkt 1483 bis über Punkt 1554 hinaus verfolgen läßt; nordöstlich dieses Streifens jedoch tritt mit mittelsteilem SW-Fallen unter dem Riffkalk neuerdings der anisische Dolomit hervor, die weithin leuchtende „Rote Wand[3]) an der Westseite des Plateaus zusammensetzend. Die „Rote Wand" verdankt Farbe und Namen den zahlreichen, von rotem Ton erfüllten Klüften, welche den Dolomit durchschwärmen.

Dieser Dolomit bildet nun auch die westliche Hälfte des Nordrandes des Plankensteinplateaus mit dem Punkt 1557 der Alpenvereinskarte; die Osthälfte des Nordrandes hingegen, die Hohe Scheibe, der Kulminationspunkt des Plankensteinplateaus, wird neuerdings von

---

[1]) Siehe Alpenvereinskarte!

[2]) Siehe Alpenvereinskarte! Auf Profil II—IV mit Pl. bezeichnet.

[3]) Siehe Alpenvereinskarte!

Riffkalk gebildet, der aber nicht dem Dolomit aufgelagert ist, sondern unter denselben einfällt (Profil II, III). Daß der Riffkalk tatsächlich, und zwar mit einem Fallwinkel von 35—40°, unter den Dolomit einfällt, ist besser als an der hohen Scheibe an dem felsdurchsetzten Abhange zu beobachten, der auf der Alpenvereinskarte den Namen „Bratleiten“ führt, da der untere Teil dieses Abhanges aus Riffkalk, der obere aus Dolomit besteht.

Der Riffkalk der Hohen Scheibe wird nun am Sattel zwischen Hoher und Niederer Scheibe von den im stratigraphischen Profil Nr. 10, Schicht *c* (p. 91) beschriebenen, bräunlichen, mergeligen Plattenkalken unterlagert, die am Kontakt mit einem Winkel von 70° gegen SSW unter den Riffkalk einschießen. Unter diesen Plattenkalken folgen nun mit gleichem Schichtfallen die im stratigraphischen Teile unter 10 *d* beschriebenen, wahrscheinlich obernorischen[1]) Hornsteinkalke, welche den ganzen, 1 *km* langen Kamm der „Niederen Scheibe“ zusammensetzen und sich gegen Osten nahezu vollständig saiger stellen. Als Hangendes dieser „Pötschenkalke“ sind die gleichfalls saiger stehenden am Sattel zwischen Niederer Scheibe und Plassen („Strennhag“ 1493 *m* der Alpenvereinskarte) und westlich unterhalb der Roßalpe aufgeschlossenen Liasfleckenmergel (10 *e*) zu betrachten (Profil III).

Wir haben also im Plankensteinplateau eine flacher liegende, normale und eine sich nördlich daran anschließende, viel vollständiger erhaltene, steil stehende inverse Schichtfolge vor uns. Diese beiden Serien bilden Süd- und Nordflügel einer schief gegen Norden aufsteigenden Antiklinale (Profil III, X) in deren Kern die anisischen Dolomite der „Roten Wand“ liegen. Die Plankensteinantiklinale übernimmt die Rolle der Someraukogelantiklinale weiter im Westen, ist aber, wie später gezeigt werden wird, nicht die Streichungsfortsetzung derselben, sondern liegt tektonisch höher.

Als Kern der sich nördlich an die Plankensteinantiklinale anschließenden Synklinale, die wir Strennhagsynklinale nennen wollen, ist wahrscheinlich nicht der Liasfleckenmergel des Strennhags, sondern der Plassenhalk[2]) des Plassengipfels selbst aufzufassen. Betrachtet man nämlich den vom Plassengipfel sich gegen Westen erstreckenden, scharfen Grat des Vorderplassen (Punkt 1809) vom Strennhag aus, so bemerkt man, daß die Plassenkalke hier ausnahmsweise gut gebankt sind und steil gegen Süden einschießen[3]), und zwar derart, daß der Fallwinkel am Grat etwa 60° beträgt, gegen den Fuß der Südwand jedoch in schöner, gleichmäßiger Wölbung den Betrag von nahezu 90° erreicht (Profil III). Denselben Eindruck

[1]) Die Bemerkung F. Hahns (Grundsätze etc. p. 437), daß diese Hornsteinkalke an der Durchgangalpe mit Plassenkalk in Absatzverzahnung sind, ist selbstverständlich unrichtig. Die Plassenkalke sind durch den Fleckenmergelzug des Strennhags sehr scharf von diesen Hornsteinkalken getrennt.

[2]) Doch ist der Plassenkalk, wie p. 132 gezeigt wird, erst durch tektonische Vorgänge ins Hangende der Liasfleckenmergel des Strennhags gelangt.

[3]) Dieses Südfallen der Plassenkalke ist recht gut zu sehen in F. Simony, Das Dachsteingebiet, Tafel XX.

erhält man, wenn man den Grat des Vorderplassen vom Plassengipfel aus betrachtet. Simony[1]) allerdings hält diese plattenförmige Absonderung des Plassenkalkes nicht für Schichtung, sondern für Klüftung; ich jedoch bin geneigt, diese „Plattenstruktur" für Schichtung[2]) zu halten, und zwar einerseits wegen des Wechsels von dünneren und stärkeren Platten, anderseits wegen der gleichmäßigen, nach Süden konvexen Wölbung desselben. Ein weiteres Argument für die hier vorgebrachte Deutung des Plassenkalkes als Kern einer gegen NNO offenen Synklinale ergibt sich aus folgendem: Wie später (p. 141) gezeigt werden wird, ist an der gewaltigen von Gosau über die Roßalpe — Strennhag — Dammhöhe zum Hallstätter Salzberg zu verfolgenden Verwerfung der Südflügel (also die Hohe Scheibe) abgesunken und hat sich gleichzeitig nach Westen verschoben. Wenn wir daher den Zustand vor Eintritt dieser Verwerfung wieder herstellen, würde die Hohe Scheibe gerade südlich des Plassengipfels und in gleiche Meereshöhe mit demselben zu liegen kommen, oder mit anderen Worten, er würde gerade den Kern der sich nördlich an die Plankensteinantiklinale anschließenden Synklinale bilden. Hält man hingegen mit Simony eine von W gegen O geneigte Fläche für die Schichtfläche, so würde sich der Plassen in das Bild der vorgosauischen Tektonik der südlich anschließenden Plankensteinregion nicht einfügen lassen; man müßte zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse annehmen, daß die gleiche Verwerfung schon vor Ablagerung der Gosauschichten bestand, jedoch in vorgosauischer Zeit gerade die entgegengesetzte Bewegung, nämlich eine Absenkung des Nordflügels, bewirkte — also eine recht unwahrscheinliche Annahme.

Die norischen(?) Hornsteinkalke der Niederen Scheibe lassen sich von der „Durchgang-Klamm", durch welche der gelb markierte Alpenvereinsweg in Serpentinen die Höhe des Plankensteinplateaus erreicht, in den senkrechten Ostabstürzen des Plateaus 1 *km* weit gegen Südsüdost bis in die Gegend der „Sauries" (Alpenvereinskarte) verfolgen; in der flachen Mulde zwischen dem Punkt 1548 der Alpenvereinskarte und den Gaiswänden (P. 1554 der Originalaufnahme 1:25.000, P. 1549 der Alpenvereinskarte) werden die Hornsteinkalke von den Mergelkalken 10 *c* überlagert und diese wieder verschwinden unter den, vielfach in typische, rote Hallstätter Kalke übergehenden Riffkalken der Gaiswände (Profil IV). Wir sehen also an den Ostabstürzen des Plankensteinplateaus dieselbe inverse Schichtfolge, den Mittelschenkel zwischen Plankensteinantiklinale und Strennhagmulde, vor uns wie im Profil der Hohen und Niederen Scheibe; nur stehen hier die Schichten bei weitem weniger steil: Am Sattel zwischen den Scheiben fällt der Mergelkalk 10 *c* mit einem Winkel von 70° unter die Hohe Scheibe (Profil III), an der Sauries mit einem solchen von 50° (Profil IV), weiter westlich sogar nur 20° gegen die Gaiswände ein.

---

[1]) F. Simony, Das Dachsteingebiet, Erläuterung zu Taf. XX.

[2]) Auch Kittl scheint meine Ansicht vertreten zu haben, da sich das auf der dem Exkursionsführer beigegebenen Karte im Plassenkalk des Vorderplassen eingetragene Fallzeichen nur auf diese „Plattenstruktur" beziehen kann.

Unter den hier den Synklinalkern der Strennhagmulde bildenden Hornsteinkalken der Ostwand des Plankensteinplateaus tritt das Gewölbe des Klauskogelprofiles hervor; da letzteres, wie p. 127 gezeigt wurde, die tektonische Fortsetzung des Solingerkogels ist, entspricht das Gewölbe der Hohen Scheibe nicht demjenigen des Solingerkogels, sondern liegt tektonisch höher und streicht gegen Osten in die Luft aus.

Da sich unter den Hornsteinkalken der Ostwand des Plankensteinplateaus nicht die Schichten des inversen Mittelschenkels in normaler Lagerung als Liegendschenkel der Synklinale wiederholen, sondern unmittelbar der Hallstätter Kalk, beziehungsweise anisische Dolomit des Klauskogelgewölbes folgt, müssen wir annehmen, daß die Strennhag-Synklinale im Kerne riß und sich eine sekundäre Schubfläche ausbildete (Profil IV, X). Das Durchschneiden dieser Dislokationsfläche ist auch an der Beschaffenheit der Hornsteinkalke deutlich zu erkennen, die vielfach gefältelt und ganz von Ruschelflächen durchsetzt sind. Verfolgen wir nun diese aus Antiklinale und Synklinale bestehende liegende Falte des Plankensteinplateaus gegen Westen, so bemerken wir, daß der normale Liegendschenkel der Strennhagsynklinale aus dem Profil der Kaunwände (p. 90, Nr. 9) gebildet wird. In stratigraphischer Hinsicht hat sich hier insofern eine Aenderung vollzogen, als sich die hornsteinführenden Kalke 9 *b* der hohen Kaunwand [1]) zwischen den anisischen Dolomit der niederen Kaunwand [1]) und Riffkalken der Südhälfte der Blauen Wand [1]) einschalten. Ueber diesen den Synklinalkern bildenden Riffkalken und unterhalb der anisischen Dolomite des Höhbüchels erscheinen im inversen Mittelschenkel der Falte abermals die Hornsteinkalke 9 *b*, und zwar zwischen der Blauen Wand und der Scheibenangerhütte in 1470 *m* Höhe (Profil II). Die Hornsteinkalke sind an dieser Stelle außerordentlich stark gequält, von Ruschelflächen durchsetzt, ja geradezu in eine fast nur aus Hornstein bestehende Reibungsbreccie verwandelt — offenbar die Wirkung derselben Schubfläche, welche wir an der Basis der Ostwände des Plateaus beobachten konnten.

Als nördliche Fortsetzung des Liegendschenkels der Falte (des Profiles der Kaunwände) sind wohl die nur durch das Erosionstal des Brielgrabens voneinander getrennten Schollen des Sulzkogels und Leitgebkogels (Profile I, II, p. 87, Nr. 7) aufzufassen, da sie eine ähnliche Faziesentwicklung zeigen wie die Kaunwände. Beide Schollen besaßen wohl nach Abschluß der vorgosauischen Gebirgsbildung ein nur flach nordwärts gerichtetes Einfallen und schlossen unmittelbar an die Kaunwände an, da deren heute zu beobachtendes, steiles Nordfallen ebenso wie die Erscheinung, daß die Dolomitkalkgrenze am Sulzkogel um mindestens 100 *m* höher liegt als an den Kaunwänden, erst eine Folge der nachgosauischen Tektonik ist (p. 141). Leider ist das Verbindungsstück zwischen Kaunwänden und Sulzkogel in der Gegend der Kropfalpe sehr stark mit Moränen überdeckt.

---

[1]) Siehe Alpenvereinskarte.

Ueber die Masse des Sulzkogels ist nun als höhere Schuppe das Profil der Schreyeralpe und des Schiechlingkammes aufgeschoben (6, 5) (Profile III, IX). Daß letztere Serien tatsächlich tektonisch höher liegen als der Sulzkogel, geht aus dem Auftreten der schmalen Dolomitzone 6 *a* an der Basis der Schreyeralmkalke der Schreyeralpe hervor (Profil IX). Ein wichtiger Hinweis für die tektonische Selbständigkeit von Sulzkogel—Leitgebkogel einerseits, Schreyeralm—Schiechlinghöhe anderseits ist ferner der im stratigraphischen Teile (p. 98) hervorgehobene fazielle Gegensatz, der die sonstigen, innerhalb der Hallstätter Entwicklung der juvavischen Deckscholle der Plassengruppe auftretenden faziellen Gegensätze entschieden übertrifft. Wahrscheinlich kam die Schreyeralm-Schiechlingentwicklung südlich der übrigen Hallstätter Profile der Plassengruppe zur Ablagerung; doch liegt es mir selbstverständlich vollständig fern, zwischen beiden Ablagerungsgebieten eine größere Entfernung [1]) anzunehmen.

Von der Scholle des Schiechlingkammes ist die die Schuppe der Schreyeralm tragende Scholle des Sulzkogels durch eine vertikale, von der Schreyeralm gegen NW zur Klausstube herabziehende Dislokationsfläche (Profil III) getrennt, welche nicht nur morphologisch durch einen im Westgehänge des hohen Schreyerkogels eingeschnittenen, steilen Graben, sondern auch durch eine Spur roter Werfener Schiefer (unter einem umgefallenen Baume in 1400 *m*) angedeutet erscheint. Nördlich dieser Verwerfung oder steilen Schubfläche ist der Schiechlingzug derart abgesenkt, daß unter ihm die Sulzkogelschuppe nirgends mehr zum Vorschein kommt. Der Schiechlingkamm selbst ist die am regelmäßigsten gestaltete Scholle in der juvavischen Einheit der Plassengruppe; er bildet eine 500—600 *m* mächtige, einfache Schichtfolge, welche sich aus der Gegend des Klaushofes im Gosautale in geradliniger Richtung durch 4 *km* Länge bis zum „Sattel" verfolgen läßt und im Verlaufe seiner ganzen Erstreckung sehr regelmäßig 40°—50° gegen SW, das heißt unter den Plassen, einfällt (Profile III—V). Aber auch am östlichen Ende des Schiechlingzuges, am „Sattel", taucht die Sulzkogelschuppe nicht mehr unter der Schreyeralm-Schiechlingschuppe hervor, sondern letztere liegt unmittelbar der tirolischen Einheit des Blekarkogels und der Karrwand auf. Die Sulzkogelschuppe, welche, wie wir gehört haben, derjenigen des Someraukogels entsprechen dürfte, ist daher in dieser Gegend im Untergrunde der Schiechlingschuppe tatsächlich nicht mehr vorhanden. Es entspricht dies sehr gut der später ausgeführten Ansicht, daß die einzelnen kleineren tektonischen Einheiten innerhalb der juvavischen Decke keine weithin verfolgbaren „Teildecken", sondern nur „Gleitbretter" sind, welche sich sowohl in der Schubrichtung als senkrecht auf dieselbe außerordentlich rasch ablösen.

---

[1]) Dagegen spricht schon die fazielle Annäherung, welche der östliche Teil des Schiechlingprofiles gegenüber demjenigen des Someraukogels zeigt (p. 98).

Die Auflagerung der Plassenkalkmasse des Plassen auf den Schreyeralm-, beziehungsweise Zlambachschichten des Schiechlingkammes endlich (Profile III—V) entspricht zweifellos auch einer Schubfläche, so daß der mächtige Klotz des Plassen eine selbständige, nur aus Plassenkalk bestehende Schubmasse repräsentiert. Nur der winzige Lappen von Mittellias am Südostfuße des Lahngangkogels (p. 92, Profil VI) ist vielleicht ein Rest der ursprünglichen, normalen stratigraphischen Basis des Plassenkalkes.

Wir sehen also, daß die juvavische Decke im wesentlichen aus drei (beziehungsweise vier) tektonischen Teileinheiten besteht, welche von unten nach oben in folgender Weise übereinander folgen (Profil X):

I. Schuppe des Somerau-, Klaus-, Sulz-, Leitgebkogels und der Kaunwände (Strat. Profile 1—7, 7—9).

I *a*. Schuppe des Plankensteinplateaus (Strat. Profil 10), im Norden die Antiklinalstirn der Hohen Scheibe bildend, von I durch die Mulde des Strennhags getrennt[1]).

II. Schuppe des Schiechlingkammes und der Schreyeralm (Strat. Profile 5, 6).

III. Schuppe des Plassen.

Die in diesem Kapitel geschilderten tektonischen Differentialbewegungen können sich nicht gleichzeitig vollzogen haben, sondern der Aufschub der Plassenschuppe III (und mit dieser auch der Schiechlingschuppe II) auf die damals noch eine einheitliche Schichtplatte bildenden Schuppe I und I *a* muß früher erfolgt sein als die tektonische Trennung von I und I *a*, das heißt die Bildung der Antiklinale der Hohen Scheibe; denn der Plassenkalk der Plassenschuppe III verhält sich in dem Synklinalkerne der Strennhagmulde wie das jüngste stratigraphische Glied der Schuppe I (p. 128).

Daß die in diesem Abschnitt beschriebenen sekundären Schubflächen und Faltungen tatsächlich ebenso wie die Hauptüberschiebung ein Werk der vorgosauischen Tektonik sind, geht nicht nur daraus hervor, daß sich die Gosauschichten nirgends an diesen Faltungen beteiligen oder von Trias- oder Juragesteinen überschoben sind, sondern insbesondere daraus, daß sie mit deutlicher Ablagerungsdiskordanz den an diesen Störungen beteiligten Schichten auflagern. dies gilt vor allem von den flach liegenden, sich nicht in die Streichungsrichtung der älteren Kalke einstellenden Denudationsresten von Gosauschichten des Plankensteinplateaus (Profil III), aber auch von der kleinen Kappe von Gosaukonglomerat am Gipfel des Solingerkogels (Profil VI).

Wir können also annehmen, daß diese sekundären Schubflächen und Falten gleichzeitig mit der Hauptüberschiebung, beziehungsweise im unmittelbaren Gefolge derselben entstanden sind. Da sich aber ähnlich intensive Störungen im unter-

[1]) Auf Profil IV unterhalb des Wortes „Gaiswände" irrtümlicherweise mit I statt mit I *a* bezeichnet.

lagernden tirolischen Dachsteinkalk nicht finden, wie ein Blick auf die den Hallstätter See umgebenden Dachsteinkalkwände lehrt, (Profil VIII) müssen wir uns vorstellen, daß sich die oben beschriebenen Falten und Schubflächen abgelöst vom tirolischen Untergrunde nur in der juvavischen Decke bildeten.

3. Mechanik der juvavischen Ueberschiebung.

Hahn[1]) bezeichnet die Ueberschiebung der juvavischen Einheit als Gleitung, also als eine Bewegung, welche nicht so sehr durch eine tangentielle Spannung in der Erdrinde als durch die Gravitation hervorgerufen wurde. Auch für diese Vorstellung lassen sich kaum irgendwo überzeugendere Momente anführen als in der Plassengruppe; denn würden wir annehmen, daß die Hallstätter Gegend zur Zeit der vorgosauischen Gebirgsbildung einem intensiven tangentiellen Drucke ausgesetzt war, so wäre es unerklärlich, daß sich dieser Druck nur in einer weitgehenden tektonischen Zertrümmerung der juvavischen Einheit äußern würde, den tirolischen Untergrund hingegen ganz unberührt ließe. Nur den primären Festigkeitsunterschied zwischen beiden Serien für diese Erscheinung verantwortlich machen zu wollen, reicht meiner Ansicht nach nicht aus. Die juvavische Deckscholle besteht, wie ich im vorigen Abschnitte gezeigt habe, aus einer ganzen Anzahl von sich im Streichen sehr rasch ablösenden, mit ihrer Wurzel nicht mehr im Zusammenhange stehenden Schubschollen, die wir am treffendsten mit dem von A. Spitz[2]) geprägten Ausdrucke als „Gleitbretter" bezeichnen, die sich gegenseitig stauen, übereinandertürmen und beim Zusammenstoß aneinander aufrichten. So scheint insbesondere das mächtige Gleitbrett des Plassen (Profil III) bei seiner Fahrt nach Norden in der Hallstätter Gegend ein Hindernis gefunden zu haben, wurde in der Bewegung gehemmt und dadurch selbst zum Hindernis, an dem sich das nachfolgende Gleitbrett des Plankensteinplateaus und der Hohen Scheibe (I *a*) staute und verbog (Profil X). Denn es ist nicht zu vergessen, daß der Plassen zur vorgosauischen Zeit nicht die überragende Stellung besaß wie heute, sondern dessen Spitze in der gleichen Höhe wie Solingerkogel und Hohe Scheibe lag (p. 142).

Solche Bewegungen sind nur denkbar, wenn die bewegten Massen schon während der Fahrt nicht mehr mit ihrer Wurzelregion in Verbindung waren; das kann aber nur dann eintreten, wenn es sich um eine Gleitbewegung handelt — denn bei einer durch tangentiellen Druck hervorgerufenen Bewegung würden die Schollen in dem Augenblicke aus dem Kraftfelde treten, in welchem sie von ihrer hinteren[3]) Wurzel abreißen. Es sind „während der Fahrt verlorene Deckenreste[4])". Das mächtige Haselgebirge an der Basis der juvavischen Schubmasse

[1]) F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 470.

[2]) A. Spitz, Gedanken über tektonische Lücken. Verh. d. Geol. R.-A., 1911, p. 285.

[3]) O. Ampferer, Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. der Geol. R.-A., 1906, p. 582.

[4]) F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 470.

ist außerdem das beste Gleitmittel [1]), das wir kennen. Die Bewegung der juvavischen Decke wird am besten veranschaulicht durch das Bild des von den Dächern abgleitenden Schnees.

Allerdings darf diese Argumentation nicht zu der Vorstellung führen, daß die Entstehung der juvavischen Einheit ohne jeden Einfluß einer tangentiellen Spannung in der Erdrinde, nur durch die Wirkung der Gravitation als eine Art ins Gigantische vergrößerten Bergschlipfes aufzufassen ist. Dagegen spricht neben mechanischen Bedenken die immerhin sehr bedeutende, mindestens 32 *km* [2]) betragende Schubweite der juvavischen Decke. Im Gegenteil, die Erhebung der Wurzelregion zum Zwecke der Schaffung einer nach Norden geneigten schiefen Gleitebene, die Abspaltung der juvavischen Einheit von ihrer vorderen [3]) Wurzel und der Beginn der Bewegung sind zweifellos ein Werk der tangentiellen Spannung. Erst die bereits in Bewegung befindliche, von ihrer hinteren Wurzel abgerissene Schubmasse hat im Sinne E. Reyers [4]) unter dem Einflusse der Schwerkraft, begünstigt durch das an ihrer Basis befindliche, als vorzügliches Schmiermittel wirkende Haselgebirge, langsam gleitend die Fahrt nach Norden fortgesetzt, und zwar weiter, als es unter dem Einflusse der tangentiellen Spannung allein nötig gewesen wäre. Erst bei diesem Gleitvorgang haben sich die nunmehr allseits freien Gleitbretter in unregelmäßiger Weise übereinander getürmt und aneinander gestaut.

Nach dieser Vorstellung ist es ganz unmöglich, die ursprüngliche Lage der einzelnen Gleitbretter der Plassengruppe zueinander zu rekonstruieren; denn dieselben „tauschten miteinander die Plätze wie in einem Spiele gemischter Karten, bis schließlich die ursprüngliche Ordnung vollständig verwischt ist“ [5]). Tatsächlich lassen die einzelnen Gleitbretter der Plassengruppe, in ihrer heutigen Anordnung aneinandergereiht, keine gesetzmäßige Entwicklung der Fazies in einer bestimmten Richtung erkennen; die Heteropie bleibt auch bei einem Rekonstruktionsversuch der ursprünglichen Anordnung fast ebenso bunt, wie sie gegenwärtig ist. Nur ganz im allgemeinen kann man annehmen, daß das Gleitbrett des Plassen (III) südlicher lag als dasjenige des Schiechlingzuges (II) und dieses wieder südlicher als das des Someraukogels (I und I a).

---

[1]) E. Sueß, Antlitz der Erde. III/2, p. 197.
Das Haselgebirge ist nicht nur durch seine weiche, tonige Beschaffenheit ein sehr geeignetes Schleifmittel, sondern auch dadurch, daß es alle von oben einsickernden Wässer auffängt und sich dadurch eine „durchwässerte Gleitschicht“ (E. Reyer, Geologische Prinzipienfragen, p. 144) bildete.

[2]) Die Berechnung dieser Zahl siehe bei E. Spengler, Ein geologisches Profil durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1918, p. 18. Wollte man annehmen, daß die juvavische Decke den ganzen Weg von 32 *km* durch Gleitung zurückgelegt hat, müßte man eine allzu große Erhebung der Wurzelregion annehmen, um den erforderlichen Neigungswinkel der Gleitfläche zu erhalten.

[3]) O. Ampferer, Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. der Geol. R.-A., 1906, p. 582.

[4]) E. Reyer, Geologische Prinzipienfragen, p. 140—170.

[5]) A. Spitz, Gedanken über tektonische Lücken. Verh. der Geol. R.-A., 1911, p. 291.

Die Vorstellung, daß die juvavische Decke schon während der Ueberschiebung nicht mehr mit ihrer Wurzel im Zusammenhange war, hat einen weiteren Vorteil zur Folge, auf den bereits Hahn[1]) hingewiesen hat. So müßten wir nämlich im entgegengesetzten Falle annehmen, daß unmittelbar nach der Ueberschiebung das ganze tirolische Gebiet vom Südrande der Kalkalpen bis zum Nordrande der juvavischen Einheit (Stirn des Untersberges, in unserem Profile Stirn des Raschberges[2]) unter der juvavischen Decke begraben lag, und daher an die vorgosauische, der Faltung nachfolgende Erosion ungleich größere Anforderungen stellen, als es bei unserer Anschauung nötig ist.

4. Vorgänge der kretazischen Tektonik, welche dem juvavischen Ueberschiebungsakte nachfolgten.

Wenn sich nach erfolgter Ueberschiebung, jedoch noch vor Ablagerung der Gosauschichten tektonische Vorgänge vollzogen haben, müssen dieselben durch folgende Merkmale erkennbar sein:

1. Sie müssen Basis und Decke in gleicher Weise betreffen,
2. die Gosauschichten dürfen an ihnen nicht beteiligt sein.

Solche Vorgänge sind tatsächlich nachweisbar. Wenn wir in Profil I die flach nordwärts gerichteten Gosauschichten südlich des Leutgebkogels in ihre ursprüngliche, horizontale Lage zurückversetzen, so erkennen wir, daß die Plassengruppe in ihrer Gesamtheit schon vor Ablagerung der Gosauschichten, wie der hypothetische Profilversuch X zeigt, ebenso wie heute das Bild einer OW streichenden Mulde zeigte; allerdings war diese Synklinale, deren Achse nahe nördlich des Leutgebkogels gelegen sein dürfte, wesentlich flacher als die heutige Plassenmulde.

Ferner sind die beiden oben angeführten Merkmale bei der p. 127 erwähnten Verwerfung nachweisbar, welche das Plankensteinplateau in zwei annähernd gleiche Hälften teilt und die wir daher als Plankensteinverwerfung (Pl) bezeichnen wollen. Diese Verwerfung dürfte bei der vorderen Brielalpe unter den Gosauschichten hervortreten und unmittelbar nordöstlich der Kaunwände gegen Südosten streichen. Wahrscheinlich bewirkte dieselbe einen ebenso schroffen Absturz der Kaunwände gegen NO, wie er gegenwärtig im SW zu beobachten ist, so daß diese vor Ablagerung der Würmmoränen einen beiderseits schroff abfallenden, gegen NW gerichteten Felssporn gebildet haben. Doch wurde durch die postglaziale Erosion des Brielbaches nur südlich der Kaunwände die Moräne ausgeräumt, nördlich derselben blieb sie jedoch in ziemlich großer Mächtigkeit erhalten, so daß gegenwärtig der Zug der Kaunwände nur gegen SW einen senkrechten Absturz zeigt.

Mit Sicherheit ist sie jedoch erst von etwa 1200 *m* Höhe an nachweisbar, wo sie die Hornsteinkalke der hohen Kaunwand und die über denselben auftretenden Riffkalke von dem anisischen Dolomit

[1]) F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 470.
[2]) Vgl. E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft 1918, p 17.

der „Roten Wand“ [1]) scheidet; besonders klar ist hier die Verwerfung in etwa 1450 *m* Höhe an der „Blauen Wand“ [1]) (Profil II) aufgeschlossen, deren südliche Hälfte aus Riffkalk, deren nördliche hingegen aus anisischem Dolomit besteht. Von hier aus läuft der Bruch, durch eine deutlich ausgeprägte und auch aus der Alpenvereinskarte ersichtliche Depression markiert, längs der Hütten „Scheibenanger, Jägerbauer, Kröpfl und Jagd H.“ [1]) quer über das Plankensteinplateau hinweg zu der von einem undeutlichen Steiglein benützten Einsattlung zwischen den Punkten 1554 *m* und 1574 *m* [1]) (Profile III, IV). Unterhalb dieser Einsattlung ist er unter Schutt verborgen, wodurch leider dessen Kreuzung mit der juvavischen Schubfläche unseren Blicken entzogen wird.

In etwa 1300 *m* Höhe wird die Plankenstein-Verwerfung unterhalb dieser Schutthalde wieder sichtbar, durchschneidet aber von hier an im Gegensatze zu der bisher betrachteten Strecke bereits tirolisches Gebiet. Sie läuft geradlinig über die Blaikenalpe zur Klausalpe hinab, auf dieser Strecke meist Radiolarit im Norden von Dachsteinkalk im Süden trennend (Profile IVa, V); auch morphologisch ist sie deutlich durch den nördlich vom Klausköġerl (Landnerkogel, P. 1160) herabziehenden, seichten Graben markiert. Weiterhin tritt sie durch die Schlucht des Waldbachstrubs (Profil VI) in das Echerntal ein und läuft der Echernwand entlang zum Hallstätter See hinaus.

An der Plankenstein-Verwerfung erscheint stets der Nordflügel gesenkt, da nördlich derselben stets die jüngere Schichte erscheint: am Plankensteinplateau erscheint südlich anisischer Dolomit, nördlich Hallstätter Riffkalk (Profil III), bei der Blaikenalpe südlich Dachsteinkalk, nördlich Radiolarit (Profil IVa); beim Waldbachstrub liegt die Oberfläche des Dachsteinkalkes nördlich der Verwerfung 800 *m*, südlich derselben etwa 950 *m* hoch (Profil V), wodurch sich eine Sprunghöhe von 150 *m* ergibt. Eine etwas höhere Sprunghöhe, 250 *m*, ergibt sich auch für die weiter westlich gelegenen Teile der Verwerfung (Profil II). Wollte man hingegen den Höhenunterschied in der Lage der Oberkante des Dachsteinkalkes am Hierlatz und an der Echernwand (Profil VIII) auch dieser Verwerfung zuschreiben, so bekäme man eine bei weitem größere Sprunghöhe (700—800 *m*); doch ist diese Sprunghöhe sicherlich erst ein Ergebnis der tertiären Tektonik (p. 145). Horizontale Verschiebungen dürften an der Plankensteinverwerfung nicht erfolgt sein.

Die Bildung der Verwerfung erfolgte nach der juvavischen Ueberschiebung — denn $4^1/_2$ *km* ihres Verlaufes liegen in tirolischem, 3 *km* in juvavischem Gebiet, hingegen vor Ablagerung der Gosauschichten — denn diese liegen am Plankensteinplateau zu beiden Seiten gleich hoch (Profil III). Die Plankensteinverwerfung zeigt im Gegensatz zu den tertiären Brüchen einen bogenförmigen Verlauf; schon dies ist ein Hinweis auf ihr höheres Alter, da diese Verbiegung gewiß erst nachträglich bei der tertiären Gebirgsbildung entstand.

Ein zweiter bereits vorgosauisch angelegter Bruch ist die Durchgangverwerfung (Profil III D), welche westlich der Durchgangalpe den

[1]) Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe 1915.

„Durchgang“ des gelb markierten Weges durch die Ostwände des Plankensteinplateaus ermöglicht. Das Vorhandensein dieser Verwerfung geht aus folgender Erwägung hervor: Die Oberkante der Hornsteinkalke der kleinen Scheibe muß sich im Nordflügel der Verwerfung, wie Profil III zeigt, in etwa 1200 *m* Seehöhe befinden; im Südflügel hingegen liegt dieselbe Oberkante in 1500 *m* Höhe. Es hat also an der Durchgangsverwerfung eine Absenkung des Nordflügels um im Maximum 300 *m* stattgefunden. Daß diese Absenkung bereits vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgte, ergibt sich daraus, daß sich in den beiderseits der Verwerfung anstehenden Gosauschichten ein entsprechender Höhenunterschied nicht ergibt. Da sich jedoch auch die Gosauschichten beiderseits der Verwerfung nicht vollständig entsprechen, sondern im Nordflügel etwa 50 *m* höher liegen, müssen wir annehmen, daß die Durchgangverwerfung bei der nachgosauischen Gebirgsbildung neuerdings, und zwar in entgegengesetztem Sinne wie bei der vorgosauischen, in Tätigkeit trat.

Der dritte Bruch, dessen vorgosauisches Alter allerdings nicht ganz sicher ist, ist die Verwerfung Klaushof—Sattelalm—Schneidkogel [1]) (Profile III—VII), die schon mehrfach erwähnt wurde (p. 119). Sie streicht W 30° N—O 30° S und läßt sich 5 *km* weit verfolgen. Im Osten endet sie an einem Querbruch, im Westen wird sie unter Talalluvionen unsichtbar. Die Deckscholle erscheint durch diesen Bruch nördlich begrenzt, die Ueberschiebungsfläche wird dadurch in die Tiefe versenkt und kommt nicht unmittelbar an der Oberfläche zum Ausstrich. Daß diese Linie nicht die Ueberschiebungslinie selbst, sondern ein Bruch ist, geht daraus hervor, daß die Linie schnurgerade über Berg und Tal fortstreicht, was bei dem Ausstrich einer schiefstehenden Bewegungsfläche nicht möglich ist. Aber auch keine steilgestellte Ueberschiebungsfläche kann es sein, denn die Schichten stoßen an der Fläche ab. Wir wollen diese Linie als Rettengrabenbruch (Re) bezeichnen.

An dieser Bruchlinie ist der südliche Flügel im Westen etwa 200 *m* (Profile III, IV), im Osten höchstens 300 *m* (Profil VII) tief abgesunken. Das Vorhandensein einer Verwerfung an dieser Stelle darf nicht als Beweis gegen die Deckschollennatur der Hallstätter Entwicklung angesehen werden, denn es kommt sehr häufig vor, daß eine Deckscholle nachträglich einbricht [2]) und es ist ein wesentlicher Unterschied, ob eine Scholle um 300 *m* absinkt oder sich um 2600 *m* hebt, wie es die Fensterhypothese erfordern würde. Das Alter ist bei dieser Verwerfung nicht nachzuweisen, doch ist die vorgosauische Anlage dieser Bruchlinie wahrscheinlich, weil sie nicht in das Becken von Gosau hinein verfolgt werden kann, allerdings ein unsicheres Argument.

---

[1]) In der Schneidkogelgruppe spaltet sich die Verwerfung, in die auf Profil VIII dargestellten Brüche zwischen Schneid- und Hühnerkogel und verliert sich gegen den Hallstätter See zu.

[2]) Vgl. F. F. Hahn, Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A. 1910, und E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil, p. 62.

Diese Verwerfungen und die muldenförmige Verbiegung des Gebietes sind jedenfalls als isostatische Folgeerscheinungen unmittelbar nach Abschluß des Ueberschiebungsvorganges eingetreten. Wird einem Stück der Erdoberfläche eine Ueberschiebungsdecke aufgeladen, so wird dieses Stück der Erdoberfläche überlastet und muß so tief einbrechen, bis das isostatische Gleichgewicht wieder hergestellt ist. Diese Erscheinung haben Hahn[1]) und Gillitzer[2]) im Saalachgebiete, ich selbst im Zwieselalpengebiete[3]) angetroffen. In letzterem Falle zum Beispiel ist die den Nordostabsturz des großen Donnerkogels verursachende Verwerfung[4]) eine Folgeerscheinung der nachgosauischen Zwieselalmüberschiebung.

Gegen die Anwendung des isostatischen Prinzipes zur Erklärung der hier vorliegenden Erscheinungen ließe sich einwenden, daß ja die juvavische Decke zweifellos unmittelbar nach dem Ueberschiebungsvorgange eine weitaus größere Fläche bedeckte als die heute vorliegende Deckscholle und daher kein Grund für das Auftreten von isostatischen Senkungen gerade an dieser Stelle zu bestehen scheint. Darauf ist zu entgegnen, daß es nicht unwahrscheinlich ist, daß die durch eine Stauung an einem Hindernis des tirolischen Untergrundes bedingte Uebereinandertürmung der einzelnen Teilschollen der juvavischen Einheit (p. 133) gerade in der Plassengruppe ein Maximum erreicht hat, wodurch auch die Ueberlastung und die Störung des isostatischen Gleichgewichtes gerade an dieser Stelle am größten war.

5. Vorgosauische nachtektonische Erosion.

Der Ablagerung der Gosauschichten ging nicht nur eine große Gebirgsbildungsphase, sondern auch eine sehr bedeutende Erosionsperiode voraus. Wie Profil X zeigt, muß die vorgosauische Erosion zum Beispiel über dem Plankensteinplateau mindestens eine 600 *m* mächtige Gesteinsmasse entfernt haben. Die Gosauschichten fanden bei ihrer Transgression bereits eine Rumpffläche vor, die sicherlich bedeutend sanftere Formen zeigte als die heutige Landoberfläche. Das geht schon daraus hervor, daß selbst in den gröbsten Gosaukonglomeraten niemals so gewaltige Blöcke auftreten wie gegenwärtig im Echerntale oder Plassenschutte. Während die Landoberfläche zur Zeit der älteren Gosauschichten, des Oberturons und Coniacien, wohl noch Mittelgebirgsformen mit Höhenunterschieden von 500—1000 *m* zeigte, war sie zur Zeit der Transgression des Campanien, wie die feinkörnigen stets dem unmittelbaren Untergrund entstammenden Konglomerate des Plankensteinplateaus beweisen, bereits zu einem flachwelligen Hügellande geworden.

---

[1]) F. F. Hahn, Geologie der Kammerker—Sonntagshorngruppe. Jahrb. der Geol. R.-A., 1910, p. 703.

[2]) G. Gillitzer, Der geologische Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land Geognostische Jahreshefte 1912, p. 224.

[3]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Sitzungsber. der Wiener Akademie, Bd. CXXIII, p. 328.

[4]) E. Spengler, Ebenda. Profile IV und V, Tafel II.

Die Lage der vorgosauischen Landoberfläche ist an mehreren Stellen der Plassengruppe erkennbar. Besonders bemerkenswert ist, daß uns in dem morphologisch so eigenartigen Plankensteinplateau ein Stück unversehrter, vorgosauischer Landoberfläche erhalten geblieben ist (Taf. XVII, Fig. 1) — denn die zahlreichen kleinen Relikte von Gosaukonglomerat auf dem Plateau bilden nur ganz dünne Ueberzüge desselben. Die Landoberfläche hat sogar — zufälligerweise — noch dieselbe horizontale Lage bewahrt wie zur Oberkreidezeit, nur an der Hohen Scheibe ist die Fläche etwas krempenförmig aufgebogen. Weitere Reste der vorgosauischen Landoberfläche sind der Gipfel des Solingerkogels und wahrscheinlich des Plassen (p. 166).

Westlich des Plankensteinplateaus ist die vorgosauische Landoberfläche durch die Auflagerungsfläche der zusammenhängenden Platte von Gosauschichten des Gosauer Beckens gegeben; daß diese Oberfläche mit Karren bedeckt, also verkarstet war, zeigt der p. 124 beschriebene und in Taf. XVI, Fig. 1 abgebildete, prächtige Aufschluß.

Ich halte es übrigens für wahrscheinlich, daß auch die gesamte, zwischen einer Linie hintere Grabhütte—Südrand des Plankensteinplateaus einerseits und den Schwarzkögeln anderseits gelegene, karrenbedeckte Dachsteinkalkoberfläche nur sehr wenig unter die vorgosauische Landoberfläche abgetragen ist. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß noch an anderen Stellen des Dachsteinplateaus kleine Denudationsrelikte von Gosaukonglomeraten aufgefunden und Anhaltspunkte für die Lage der vorgosauischen Landoberfläche gewonnen werden; ich habe zum Beispiel einen solchen Rest in der Nähe der Adamekhütte aufgefunden.

Die uns heute noch vorliegenden Reste der vorgosauischen Landoberfläche lassen erkennen, daß die juvavische Deckscholle der Plassengruppe zur Zeit der Transgression der Gosauschichten nicht mehr wesentlich umfangreicher war als gegenwärtig; nur die oben beschriebene, isostatische Versenkung, die Basis und Deckscholle noch vor Ablagerung der Gosauschichten erfuhr, bewahrte die letztere vor gänzlicher Abtragung durch die vorgosauische Erosion.

C. Tertiäre Tektonik.

1. Faltungen mit im Alpenstreichen gelegener Achse.

Das auf unserer Karte dargestellte Gebiet hat bei der tertiären Gebirgsbildung nur in seiner Gesamtheit als Teil der „Gamsfelddecke“ einen Vorschub von etwa $10^{1}/_{2}$ *km* [1]) nach Norden erfahren, erlitt aber im einzelnen nur sehr geringe Störungen, wie die wenig gestörten Gosauschichten erkennen lassen. Die mächtigen Dachsteinkalke des Dachsteinplateaus verhielten sich als starre Platte, die nur gering-

[1]) Siehe E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II. Teil. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien 1914, Tafel III. Selbstverständlich machte das Gebiet gleichzeitig auch den tirolischen und austroalpinen Vorschub nach Norden passiv mit.

fügige Verbiegungen erfuhr und dadurch auch die darüberliegenden, wenig widerstandsfähigen juvavischen Gesteine und Gosauschichten vor einer intensiven tektonischen Beeinflussung schützte.

Südlich des Leutgebkogels und des Roßalmgrabens liegen die Gosauschichten fast vollständig horizontal[1]) (Profile I, II, III). Nördlich des Leutgebkogels hingegen sind die Gosauschichten (und selbstverständlich auch ihr Untergrund) zu einer ziemlich flachen und breiten Mulde verbogen (Profil I), in deren Achse das Gosautal vom Dorfe Gosau bis zum Eintritt in den Dachsteinkalk nächst Klaushof gelegen ist. Da jedoch die Gosauschichten am Nordhange des Leutgebkogels und östlich vom Brielsteg flacher nordwärts fallen als die unterlagernden triadischen Kalke und Dolomite (Profil I), so müssen die Kalke des Leutgeb- und Sulzkogels bereits vor Ablagerung der Gosauschichten ein, wenn auch viel weniger steiles, Nordfallen besessen haben (p. 135).

Am rechten Ufer des Gosaubaches liegt zwischen der Mündung des Brielgrabens und dem Klaushof eine winzige Partie von Gosaukonglomerat und grauen Mergeln, welche gegen SW unter den anisischen Dolomit einfällt.

Es handelt sich hier um eine kleine, randliche Ueberschiebung von wahrscheinlich weniger als $^1/_2$ *km* Schubweite, was schon daraus hervorgeht, daß das unter der Ueberschiebung liegende Konglomerat hauptsächlich aus Grus des überschobenen Dolomites besteht und die Ueberschiebung bereits $^1/_2$ *km* westlich dieses Aufschlusses nicht mehr nachweisbar ist. Es ist eine Ueberschiebung, die sich — allerdings im kleinsten Maßstabe — dem von mir[2]) aufgestellten Gesetz einordnet, daß bei der jüngeren, tertiären Gebirgsbildungsphase stets die Tendenz besteht, Gosaubecken vom Süden her zu überschieben. Die Schubfläche hält sich hier annähernd an die juvavische Schubbahn. Gegen das vorgosauische Alter der juvavischen Ueberschiebung kann diese kleine Randüberschiebung nach den früher (p. 124) mitgeteilten Befunden unmöglich als Beweis verwendet werden.

Eine weitere Mulde ist am Nordgehänge der Plassengruppe gegen das vordere Gosautal in den tirolischen Dachsteinkalken und den auflagernden Jurageste inen zu beobachten (Profile III—VII). Diese Mulde wurde bereits p. 122, 123 beschrieben. Wenn auch deren tertiäres Alter nicht streng beweisbar ist, so halte ich es doch wegen der beiläufigen Parallelität mit der eben besprochenen Mulde des vorderen Gosautales für wahrscheinlich.

Endlich gehört hierher die bereits p. 136 beschriebene, nachträgliche bogenförmige Verbiegung der vorgosauischen Plankensteinverwerfung.

2. Verwerfungen.

Ein ungleich stärker hervortretendes Element des nachgosauischen Baues sind die Verwerfungen. Die Verwerfungen sind ein Aus-

---

[1]) Das hier stellenweise auftretende Westfallen der Gosauschichten wird später (p. 143, 144) besprochen.

[2]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wissenschaften, 1914, p. 324.

läufer des den Dachsteinstock durchsetzenden Verwerfungsnetzes, welches bereits durch E. Sueß[1]) und G. Geyer[2]) eingehend beschrieben wurde. Man kann mit Sueß zwei Systeme von Verwerfungen unterscheiden: Das eine streicht WNW—OSO, das andere SSW—NNO. „Hieraus erklärt sich die Gestalt jener kolossalen hexaedrischen Massen, z. B. des Hierlatz oder des vorderen Ochsenkogels“ (E. Sueß). Wir können die ersteren als Längsbrüche bezeichnen, da sie im wesentlichen in Streichen liegen, die letzteren als Querbrüche.

a) Längsbrüche:

1. Die Verwerfung Gosau—Südseite des Leutgebkogels—Roßalpengraben — Roßalpe — Strennhag — Dammhöhe — Graben „Zwischen den Kögeln“ — Rudolfsturm (Profile I—VIII) (Roßalpenbruch).

Diese Verwerfung streicht W 10° N — O 10° S, konvergiert also etwas gegen Osten mit dem Rettengrabenbruch und läßt sich 9 *km* weit verfolgen. Westlich vom Gosautal ist sie nicht weiter zu verfolgen, da sie hier vollständig in die Gosauschichten eintritt[3]). Kittl[4]) beschreibt diese Verwerfung in ihrem westlichsten Teile, verlängert sie aber unrichtigerweise über die Fundstätte von Macrocephalenschichten im Brieltale hinaus bis zur Klausalpe[5]).

Am klarsten ist der Roßalpenbruch in seinem westlichsten Teil, zwischen Gosau- und Brieltal, zu erkennen. Nördlich liegt hier die Triasscholle des Leutgebkogels, südlich Gosauschichten — daraus geht das nachgosauische Alter der Verwerfung mit Sicherheit hervor (Profil I). Die eigentümliche, außerordentlich fossilreiche Klippe des Taubensteins (obernorischer Hallstätter Kalk) gehört jedenfalls schon dem gesenkten Südflügel an, ist aber wohl auch auf der Südseite durch eine sekundäre Parallelverwerfung von geringer Sprunghöhe von den Gosauschichten getrennt.

Im Brieltal ist die Verwerfung durch eine Strecke von 1 *km* unter Schutt begraben.

Im Roßalpengraben dringt an der Verwerfung Haselgebirge empor. In 1200 *m* Höhe ist die Verwerfung als mächtige, vertikale, polierte Dolomitwand am Südabhange des Sulzkogels aufgeschlossen (Profil II).

Weiterhin streicht die Verwerfung über die Roßalpe auf den Strennhag (Profil III). Die steile, geradlinige Südwand des Plassen ist sicherlich durch den Roßalpenbruch bedingt. Dann zieht die Verwerfung über die Dammhöhe an der Nordseite des Solingerkogels vorbei, wo die Gosaukonglomerate desselben an ihr abschneiden

[1]) F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Wien 1857.

[2]) G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten in der südlichen Zone der Nordalpen. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1886.

[3]) Vielleicht reicht sie bis an die (allerdings innerhalb der Gosauschichten hypothetische) Blattverschiebung zwischen Braunedlkopfscholle und Gamsfeldscholle (E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten, II, Geol. Karte).

[4]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 60.

[5]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 71 und Karte.

(Profil VI). Ihre weitere Fortsetzung liegt im Graben „Zwischen den Kögeln“, hier Somerau- und Steinbergkogel voneinander trennend (Profil VII). Die glatte, rötlich leuchtende Südwand des Steinbergkogels ist ein Gegenstück zu der oben beschriebenen Südwand des Sulzkogels.

Von hier an folgt der Bruch dem Haselgebirgsstreifen des Hallstätter Salzberges und streicht unmittelbar östlich vom Rudolfsturm, durch „die Höll'“, nach Hallstatt hinab (Profil VIII).

Daß der Roßalpenbruch nachgosauisches Alter besitzen muß, geht nicht nur aus den in Profil I dargestellten Verhältnissen hervor, sondern ergibt sich auch mit voller Sicherheit weiter im Osten aus den Lagerungsverhältnissen und der petrographischen Beschaffenheit der kleinen Denudationsrelikte von Gosauschichten zu beiden Seiten der Verwerfung. Die Gosauschichten des Südflügels, d. h. diejenigen des Plankensteinplateaus und des Solingerkogels, liegen nämlich in annähernd gleicher[1]) Seehöhe, indem erstere in 1500 *m* Höhe liegen und flache Lagerung zeigen, letztere 1400 *m* hoch liegen und 25° NNW gegen den Plassen einfallen.

Hingegen liegt die Auflagerungsfläche der Gosau am Nordflügel der Verwerfung, d. h. am Gipfel des Plassen (p. 106) in 1900 *m* Höhe (Profil IV). Die Gosauschichten am Plankenstein und Someraukogel einerseits, am Plassen anderseits wurden also durch eine nachgosauische Verwerfung von 400—500 *m* Sprunghöhe voneinander getrennt, die gewaltige Südwand des Plassen ist erst nachgosauisch entstanden. Letzteres ergibt sich übrigens auch aus einer anderen Erwägung. Wäre nämlich der gewaltige Südabsturz des Plassen schon zur Gosauzeit vorhanden gewesen, so müßten die an dessen Fuß gelegenen Gosaukonglomerate am Solingerkogel und Plankenstein eine grobe, aus mächtigen Plassenkalkblöcken bestehende Breccie sein — ähnlich wie heute der Plassen an der Südseite von einer mächtigen Schutthalde begleitet ist, in der haushohe Blöcke nicht fehlen. Tatsächlich aber besteht die Gosau am Plankensteinplateau aus feinem Dolomitgrus, am Solingerkogel aus einem Konglomerat mit höchstens nußgroßen Geröllen aus allen möglichen Kalken, keineswegs nur aus Plassenkalk.

Die Sprunghöhe des Roßalpenbruches ergibt in Profil I 600—700 *m* an der Südwand des Plassen, wie oben gezeigt wurde, 400—500 *m*; der Höhenunterschied zwischen Siegkogel und Hühnerkogel, der auch etwa dem Höhenunterschied in der Auflagerungsfläche der jurassischen Radiolarite auf dem Dachsteinkalke zu beiden Seiten der Verwerfung entspricht, läßt hier auf eine Sprunghöhe von 250 *m* schließen (Profil VIII). Wir sehen also, daß die Sprunghöhe des Roßalpenbruches gegen Osten allmählich abnimmt.

[1]) Der geringe Höhenunterschied zwischen diesen beiden Gosauresten ist schon dann erklärt, wenn wir annehmen, daß die gegenwärtig denudierte Auflagerungsfläche der Gosauschichten zwischen Plankenstein und Solingerkogel bei der tertiären Gebirgsbildung derart schief gestellt wurde, daß sie gegenwärtig mit einem Winkel von nur 5° gegen Osten einfiele.

Daß der Südflügel des Roßalpenbruches nicht nur gesenkt, sondern auch nach Westen verschoben wurde, ist an den 30° W fallenden Riefen an der obenerwähnten, polierten Dolomitwand an der Südseite des Sulzkogels zu erkennen.

Der Roßalpenbruch ist die bedeutendste nachgosauische Dislokation und das morphologisch weitaus wirkungsvollste tektonische Element der Plassengruppe überhaupt.

2. Eine unbedeutendere Parallelverwerfung, die höchstens eine Sprunghöhe von 200 *m* erreicht, trennt die Riffkalke des Sulzkogels (1548 *m*) von den abgesunkenen Riffkalken des Spitzetkögerls (1363 *m*) (Profil II). Durch diese Verwerfung ist die steile Nordwand des Sulzkogels bedingt; der Sulzkogel selbst steht als Horst zwischen dieser und der Roßalpenverwerfung.

3. Wie bereits p. 137 erwähnt wurde, erwachte die Durchgangverwerfung bei der tertiären Gebirgsbildung zu neuem Leben. Hier wurde der Nordflügel um 40—50 *m* gehoben und derart schief gestellt, daß die Auflagerungsfläche der Gosauschichten etwa 40° Süd fällt.

b) Querbrüche.

1. Wie ich bereits in meiner Arbeit über das Becken von Gosau[1]) gezeigt habe, entspricht das Gosautal zwischen dem unteren Ende des vorderen Gosausees und dem Gosauschmied einer bedeutenden SW—NO verlaufenden Verwerfung, an welcher der NW-Flügel gesenkt erscheint. Diese Verwerfung, die wir als Gosauschmiedbruch bezeichnen können, läßt sich vom Gosauschmied im Westgehänge des Löckenmoosberges bis zu der 1200 *m* hoch gelegenen, in meiner Gosauarbeit[1]) beschriebenen Stelle verfolgen, wo der Auflagerungskontakt der Gosauschichten auf dem tirolischen Dachsteinkalke sehr klar aufgeschlossen ist. Von hier an gegen NO ist der Gosauschmiedbruch nicht mehr nachweisbar, da er auf beiden Flügeln Gosauschichten zeigt; doch ist das Weiterstreichen desselben in das Gosaubecken hinein aus dem Grunde sehr wahrscheinlich, weil die Auflagerung der Gosauschichten auf der Trias am westlichen Gehänge des Brielgrabens in 1000—1200 *m* Seehöhe (Profil I) ausstreicht, im Gosautale zwischen Gosauschmied und Gosau jedoch die Gosauschichten bis zu dem 730—770 *m* hoch gelegenen Talboden hinabreichen[2]). Die Gosauschichten des Löckenmoosberges sind zwar meist etwas gegen Westen geneigt, jedoch so flach, daß die Auflagerungsfläche derselben auf der Trias in dem Ostgehänge des Gosautales zwischen Beerreiblbach und Gosau unbedingt auch zum Ausstrich kommen müßte — allerdings in tieferer Lage als im Brielgraben — wenn eine NS verlaufende Verwerfung mit gesenktem Westflügel nicht vorhanden wäre. Die am Gipfel des Leutgebkogels nachweisbare, unbedeutende Verwerfung mit

---

[1]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau, Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch., Bd. CXXIII (1914). p. 15 und Taf. I.

[2]) Daß der triadische Untergrund hier jedenfalls in sehr geringer Tiefe unter dem heutigen Talboden ansteht, beweist das Auftauchen desselben $^1/_2$ *km* südwestlich von Gosau. (Siehe E. Spengler, Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau. Zentralblatt für Mineralogie etc. 1913, p. 615.)

gesenktem Westflügel ist wohl wiederum der Gosauschmiedbruch; allerdings müßte die Sprunghöhe desselben, die beim Gosauschmied mindestens 500 *m* beträgt, auf der Strecke bis zum Leutgebkogel bedeutend abgenommen haben, was ja auch von vornherein zu erwarten ist, da die Verwerfung im Gosautale bei Vordertal nicht mehr vorhanden ist. Der Gosauschmiedbruch läßt sich im ganzen 6 *km* lang verfolgen.

2. Durch eine zweite, annähernd N—S verlaufende Querverwerfung ist das Brieltal bedingt (Profil IX) — wir wollen diese bereits auf Kittls[1] Karte eingetragene und von Mojsisovics[2]) erwähnte Verwerfung daher Brieltalbruch (B) nennen. Der Brieltalbruch beginnt bei der vorderen Grabhütte, folgt zunächst dem Katzenhofgraben, woselbst er den sanftgeneigte Waldhänge bildenden Gosausandstein und -mergel des Löckenmoosberges im Westen von den in Form einer niedrigen Felsstufe hervortretenden Dachsteinkalken und Gosaubreccien (Forellenkalken) in Osten trennt. E. Haug[3]) hat diese Verwerfung auf einer kleinen Kartenskizze der Umgebung der Grabhütte als westliche Begrenzung der „apophyse de calcaire de Dachstein" bereits richtig eingetragen; doch wurde bereits an anderer Stelle[4]) gezeigt, daß die Haugsche Auffassung dieses auf Mojsisovics' Karte etwas zu auffällig hervortretenden „Spornes" als Ueberschiebungslappen irrig ist. Tiefer unten durchschneidet der Brieltalbruch die als Fundort von Macrocephalenschichten bekannte Lokalität „Brieltal" (p. 42) und folgt schließlich dem Brieltale bis zu dessen Mündung ins Gosautal, hier unter den Schuttmassen des Brieltales verborgen.

An der auf einer Strecke von 4 *km* zu verfolgenden Brieltalverwerfung ist der Westflügel um einen geringeren Betrag abgesunken und wohl auch nach Norden verschoben, wie die N fallenden Rutschstreifen an der Lokalität „Brieltal" zeigen.

3. Der gelb markierte Weg Hallstatt-Plankenstein-Gosauschmied quert westlich unterhalb des Schnittlermooses zwei Wandstufen bildende, N—S streichende Verwerfungen. (Profil II.) Diese Verwerfungen gehen nächst der Veitenhütte in eine Flexur über, welche daran zu erkennen ist, daß die Gosauschichten bei der Veitenhütte und nordwestlich derselben 30—50° gegen W einfallen.

Diese kleinen, kaum 1 *km* im Streichen zu verfolgenden Verwerfungen, beziehungsweise die sich aus ihnen entwickelnde Flexur bewirken, daß die Auflagerungsfläche der Gosauschichten von 1500 *m* am Plankensteinplateau auf 1200—1300 *m* in der Region südlich des Talschlusses des Brielgrabens hinabsinkt — es ist also ebenso wie bei dem Gosauschmied- und Brieltalbruch der Westflügel gesenkt.

---

[1]) E. Kittl, Exkursionsführer (Karte).

[2]) E. v. Mojsisovics, Bericht über die Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. Jahrb. der Geol. R.-A. 1869, p. 153.

[3]) E. Haug, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, 3me partie. Le Salzkammergut. Bull. de la Soc. geol. de France, IV. Ser., T. XII (1912), p. 422, Fig. 3.

[4]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch. 1914, p. 281.

4. Ein unbedeutender Querbruch begrenzt den Solingerkogel im Westen, an welchem der Westflügel um etwa 130 *m* abgesenkt erscheint.

5. Die weitaus bedeutendste Querverwerfung, deren nachgosauisches Alter allerdings nicht streng beweisbar ist, aber durch die Parallelität mit den oben besprochenen Verwerfungen und die morphologische Frische derselben äußerst wahrscheinlich wird, beginnt am Sattel zwischen Schneidkogel und Blekarkogel [1]), beziehungsweise Karrwand, verläuft an der Westseite des Hühnerkogels, wo sie die steil stehenden, gequälten tirolischen Radiolarite im Osten von den Werfener Schiefern der Sagmöser im Westen scheidet, quert das Haselgebirge des Hallstätter Salzberges oberhalb des Mundloches des Maximilian- und Leopoldstollens (Profil IX), überschreitet den „Schlaipfenmoos" [2]) genannten, 1092 *m* hohen Sattel zwischen Somerau- und Siegkogel und erreicht bei dem vom Spraterbache gebildeten Schleierfall nächst dem Binderwirt das Echerntal. (Photographie Taf. III, Fig. 2.) An dieser auch von F. Simony [3]) abgebildeten Stelle der Echernwand sehen wir, daß die Verwerfung eigentlich aus mindestens vier parallelen Sprüngen besteht; an dem östlichsten zeigen die Schichten des Dachsteinkalkes eine sehr auffallende — allerdings widersinnige — Schleppung, die auch auf der Aegerterschen Alpenvereinskarte vorzüglich zum Ausdrucke gebracht ist.

Aus dem Echerntal verläuft diese Verwerfung, aus der NNO—SSW-Richtung allmählich in die NO—SW-Richtung umbiegend und sich mit der der Längsrichtung des Echerntales folgenden Verwerfung vereinigend, durch das Dürrenbachtal, dann über die verfallene Ebnerbergalpe den mächtigen NW-Wänden des Grünkogels, Gemskogels und der hohen Hoßwand entlang bis in die Gegend des hinteren Gosausees [4]).

An dieser etwa 11 *km* lang aufgeschlossenen Verwerfung, welche wir den Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruch (S) nennen wollen, ist stets der westliche Flügel zur Tiefe gesunken. Die Sprunghöhe beträgt am Sattel zwischen Schneidkogel und Karrwand etwa 250 *m* und dürfte auch den gleichen Betrag am Schleierfall erreichen. Dadurch wird die orographisch höhere Lage der tirolischen Gesteine am Schneidkogel gegenüber den juvavischen Werfener Schiefern der Sagmöser erklärlich. Vom Binderwirt an addiert sich hierzu die etwa 600 *m* betragende Sprunghöhe der Echerntalverwerfung [5]), so daß sich für das Dürrenbachtal eine Gesamt-

[1]) Diese Verwerfung erwähnt bereits F. Hahn (Grundzüge etc., p. 435)

[2]) Siehe Alpenvereinskarte.

[3]) F. Simony, Das Dachsteingebiet, p. 30, Fig. 16. E. Sueß erwähnt diese Stelle bereits 1857 (F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino, p. 303).

[4]) Siehe Alpenvereinskarte!

[5]) Die Echerntalverwerfung ist nichts anderes als die p. 136 beschriebene vorgosauische Plankensteinverwerfung, die im Tertiär neuerdings auflebt. Die 700—800 *m* Sprunghöhe, die die Oberkante der Dacksteinkalke am Himbeerkogel und Hierlatz trennen (Profil VIII) setzen sich aus einem vorgosauischen Anteil von 100—200 *m* und einem nachgosauischen von etwa 600 *m* zusammen. Die Echerntalverwerfung wird bereits 1857 von E. Sueß (F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino, p. 300) beschrieben.

sprunghöhe von 850 *m* Höhe ergibt. Dadurch erklärt sich die gigantische Westwand des Hierlatz sowie die Erscheinung, daß die Hierlatzschichten am Hierlatz um etwa 1000 *m* höher liegen als auf der Mitterwand. Gegen den hinteren Gosausee zu scheint die Sprunghöhe wieder allmählich abzunehmen und daselbst den Betrag O zu erreichen.

Diese nachgosauischen Verwerfungen kann man natürlich nicht in gleicher Weise wie die vorgosauischen (p. 138) für isostatische Senkungen im Gefolge der juvavischen Ueberschiebung halten, da deren Bildungszeit von derjenigen des Ueberschiebungsvorganges durch einen Zeitraum von mehreren Millionen Jahren getrennt ist. Hingegen liegt — speziell für die Querverwerfungen — nahe, dieselben als eine isostatische Folgeerscheinung der Sedimentation der Gosauschichten aufzufassen. Denn an jeder dieser Querbrüche ist der westliche, das heißt der dem Becken von Gosau zugewandte Flügel gesenkt. Nun wissen wir aber, daß die etwa dem Plankensteinplateau aufgeladene Gosauserie schon ursprünglich nicht so mächtig war wie diejenige der näheren Umgebung von Gosau, da hier die ganzen Gosauschichten vom Angoumien an zur Ablagerung kamen, am Plankensteinplateau hingegen erst das obere Campanien transgredierte. Die Umgebung von Gosau ist daher durch Sedimentation stärker überlastet als das Plankensteinplateau und mußte daher zur Wiederherstellung des isostatischen Gleichgewichtes auch tiefer einbrechen.

Trotzdem erscheint mir diese Hypothese anfechtbar, und zwar aus folgenden Gründen: 1. Weil sich durch dieselbe das Auftreten der Längsbrüche, besonders des Roßalpenbruches und hier wieder vor allem das Vorhandensein einer Blattverschiebung an demselben nicht erklären läßt. 2. Weil sich das System der senkrecht aufeinanderstehenden Längs- und Querbrüche nicht nur über den Teil des Dachsteinplateaus ausdehnt, in welchem Gosauschichten fehlen, sondern ähnliche Bruchsysteme auch aus anderen Kalkplateaus, zum Beispiel dem Steinernen Meer bekannt sind. Man wird wohl daher für die Entstehung dieser Verwerfungen nicht näher verfolgbare Spannungen in der Erdrinde, eventuell auch Strömungen im magmatischen Untergrunde heranziehen müssen, die vielleicht auch eine Störung des isostatischen Gleichgewichtes und einen darauffolgenden Ausgleich verursachten.

3. Ekzembildung.

Schon bei der ersten Kartenaufnahme für die neugegründete geologische Reichsanstalt, die M. V. Lipold im Jahre 1852 im Verein mit H. Prinzinger im Salzkammergute ausführte, war es ersterem aufgefallen, daß die Gips- und Salztone „sich an keine der in den Kalkalpen vorkommenden Formationen binden, sondern mit jeder derselben, von den bunten Sandsteinen angefangen bis zu der höchsten Gruppe der Alpenkalke, den Aptychenschiefern, ja selbst noch mit Gosaubildungen in Verbindung gefunden werden. Die Salzbergbaue von Hallstatt, Ischl und Aussee gaben in dieser Beziehung die besten

Aufschlüsse. Aus diesen Lagerungsverhältnissen zieht Herr Lipold die Folgerung, daß die Gips- und Salztone sich nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lagerung befinden, sondern in noch weichem Zustand durch Druck von unten und von den Seiten aus ihrer ursprünglichen in ihre gegenwärtige Lage gelangten [1]".

Mojsisovics [2]) schreibt bereits diese eigentümlichen Lagerungsverhältnisse der alpinen Salzlagerstätten mit Recht der von Pošepny [3]) geschilderten Salinarfaltung zu. Diese Salinarfaltung wurde in neuester Zeit von R. Lachmann an den Salzlagern von Norddeutschland genau studiert, wo er die Salzstöcke, welche ungestörte Schichten wie ein Eruptivstock durchbrechen, als „Ekzeme" bezeichnet und annimmt, daß deren Bildung durch dem Salzkörper selbst innewohnende, „autoplastische" Kräfte erfolgt. Lachmann [4]) weist auch bereits auf das Vorkommen von Reihenekzemen im Salzkammergut hin und tatsächlich lassen sich viele Eigentümlichkeiten der alpinen Salzlagerstätten sehr gut in diesem Sinne deuten.

Wie auf Profil IV und V dargestellt ist, zieht die Hallstätter Entwicklung, die auf der Südseite unter dem Plassen verschwindet und auf dessen Nordseite wieder erscheint, nicht ununterbrochen unterhalb des Plassenkalkes hindurch, sondern ist hier durch das wie ein Eruptivstock bis an die Basis des Plassenkalkes vordringende Haselgebirge unterbrochen. Nur der schon erwähnte, von Hořinek entdeckte winzige Liasrest trennt an einer Stelle noch das Haselgebirge von dem überlagernden Plassenkalk (Profil VI).

Dieses Vordringen des Haselgebirges bis an den Plassenkalk zeigen nicht nur die Tagesaufschlüsse in ausgezeichneter Weise sowohl an der Westseite des Plassen (Roßalpe) als an der Ostseite (Salzberg) (Profil IX), sondern auch mit vollständiger Sicherheit die Aufschlüsse im Bergwerk. Vom tiefsten Stollen, dem Franz-Josef-Stollen in 735 *m* Meereshöhe an bis zum zweithöchsten, dem niederen Wasserstollen in 1181 *m* Höhe liegen sämtliche Stollen, von den Einschlüssen abgesehen, ausnahmslos im Haselgebirge. Nur der höchste, der hohe Wasserstollen, der nur 46 *m* über dem niederen Wasserstollen liegt, verläuft vollständig im Plassenkalk [5]) (Profil IX).

Eine Eigentümlichkeit, die dem Hallstätter Haselgebirge ebenso wie allen anderen Salzstöcken der Nordalpen zukommt, ist die Führung von Einschlüssen jüngerer Gesteine. So trifft man auf dem Herrisch-Ablaß einen allseits von Haselgebirge umschlossenen Block grauen Hallstätter Kalkes mit Ammoniten, der vollständig dem Kalk

---

[1]) Jahrb. der Geol. R.-A. Bd. IV (1853), p. 433.

[2]) E. v. Mojsisovics, Erläut. zur geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt, p. 6.

[3]) F. Pošepny, Studien aus dem Salinargebiete Siebenbürgens. Jahrb. der Geol. R.-A. 1871.

[4]) R. Lachmann, Ekzeme als geologische Chronometer. Monatsber. der Deutsch. geol. Gesellsch. 1912, p. 556.

[5]) Vergleiche auch die Profile bei A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. Oest. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 1873, p. 86 und bei A. Aigner, Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen. Berg- u. hüttenmännisches Jahrb., Wien 1892, Taf. III, Fig. 3.

des Steinbergkogels gleicht und sicherlich von diesem losgerissen wurde. Nach A. R. Schmidt[1]) liegen Blöcke von Plassenkalk im Schillerschacht und im Maria-Theresienstollen.

Der bedeutendste aber dieser Einschlüsse ist die „Zentrale Einlagerung“, eine schief von Süd heraufreichende Masse, welche oben und an den Seiten von Haselgebirge umgeben ist; daß sie auch von Haselgebirge unterlagert wird, ist zwar, da die Grubenaufschlüsse nicht so tief reichen, nicht unmittelbar zu beobachten, aber nach der ganzen Situation äußerst wahrscheinlich.

Die Gesteine der zentralen Einlagerung, deren Umfang auf der geologischen Karte eingetragen ist und welche vom Franz-Josef-Stollen (762 *m*) bis zum Josefstollen (994 *m*) reicht, sind die folgenden:

1. Ein hellgrauer bis weißer Kalk, der stellenweise gänzlich in eine Breccie aufgelöst ist, welche durch Haselgebirge verkittet erscheint. Nach seiner petrographischen Beschaffenheit kann dieser Kalk sowohl tirolischer Dachsteinkalk sein, als mit dem hellgrauen Hallstätter Kalk des Steinbergkogels verglichen werden. Stellenweise treten Crinoiden auf, wodurch eine Aehnlichkeit mit dem Crinoidenkalk des Steinbergkogelgipfels entsteht. Rötliche Kalkpartien habe ich nirgends gesehen.

2. Heller bis dunklergraue Fleckenmergel. Die helleren Partien, welche beim Wrbnaschurfe eine in der Sammlung der Geologischen Reichsanstalt liegende aus unbestimmbaren Bivalven und Ammonitenresten bestehende Fauna geliefert haben, sind wohl als Zlambachmergel[2]), die dunkleren als Liasfleckenmergel anzusprechen.

Die ganze zentrale Einlagerung ist also offenbar eine der Scholle des Steinbergkogels ähnliche, aber allseits von Haselgebirge umschlossene Scholle von juvavischer Trias[3]).

Nach diesen Lagerungsverhältnissen bietet die Plassengruppe zweifellos ein Bild, welches vollständig einem „Reihenekzem“ im Sinne Lachmanns entspricht.

Man vergleiche etwa die hier vorliegenden Profile IV—VII mit denjenigen, welche Lachmann[4]) durch das Reihenekzem des oberen

[1]) A. R. Schmidt, l. c. p. 81.

[2]) Es ist das offenbar das von A. Horžinek aufgefundene Material (siehe E. v. Mojsisovics, Verhandl. der Geol. R.-A., 1869, p. 13). E. Kittl (Exkursionsführer, p. 72) erwähnt neben „Zlambachkalk“ auch „Reichenhaller Kalk“ aus der zentralen Einlagerung. Letzterer ist jedoch sicherlich nur eine dem Liasfleckenmergel eingelagerte dunkle Kalkbank.

[3]) Bei meinen Untersuchungen in der Grube gewann ich zuerst den Eindruck, daß der helle Kalk der zentralen Einlagerung als tirolischer Dachsteinkalk, der Fleckenmergel als tirolischer Liasfleckenmergel aufzufassen ist und daher die ganze zentrale Einlagerung eine bei der Ekzembildung aus dem tirolischen Untergrunde emporgerissene Scholle darstellt, was in den Profilen VI und IX auch zur Darstellung gebracht wurde. Da mir das obenerwähnte Material aus den Zlambachschichten des Wrbnaschurfes, welches mich zu der Ansicht bekehrte, daß es sich hier um eine juvavische Scholle handelt, leider erst zu einer Zeit bekannt wurde, als die Profiltafel bereits gedruckt war, konnten die Profile VI und IX nicht mehr geändert werden; der Tafelerklärung zu Tafel XV wurde daher eine entsprechende Berichtigung angefügt.

[4]) R. Lachmann, Ekzeme als geologische Chronometer. Zeitschr. der Deutschen geolog. Gesellschaft, Bd. 64 (1913), p. 561, Fig. 5.

Allertales gibt. In dem untersten der 3 Profile Lachmanns unterbricht ein im Querschnitt annähernd quadratischer Salzkörper von etwa 1 *km* Breite und Höhe den Buntsandstein und Muschelkalk; in unseren Profilen eine Haselgebirgsmasse von fast genau gleicher Form und gleicher Größe die alpine Trias der juvavischen Deckscholle. In beiden Fällen wird das Hangende des Ekzems von jüngeren Gesteinen gebildet als dasjenige der Salzlagerstätte außerhalb des Ekzems: im Allertal liegt außerhalb des Ekzems Buntsandstein, über dem Ekzem Keuper im unmittelbaren Hangenden des Zechsteinsalzes, in der Plassengruppe erscheint außerhalb des Ekzems anisischer Dolomit, über dem Ekzem Plassenkalk als unmittelbare Hangendschichte des Haselgebirges. Im Allertal ist das Salzlager im Ekzem etwa zehnmal so mächtig wie außerhalb desselben, in der Plassengruppe besteht derselbe äußerst scharfe Kontrast in der Mächtigkeit zwischen dem Haselgebirge unterhalb des Klauskogels und unter dem Plassen (Profile IV und IV *a*); wir können in beiden Fällen unmöglich annehmen, daß diese Mächtigkeitsunterschiede primär sind, sondern müssen sie auf spätere Verlagerungen der Salzmassen zurückführen. In der Plassengruppe wird das Ekzem auf der einen Seite von einer Verwerfung (Roßalpenbruch) begrenzt, im Allertal ist dasselbe der Fall.

Ist es nun möglich, das in der Plassengruppe vorliegende Bild durch rein tektonische Kräfte zu erklären? Sueß[1]) und Aigner[2]) deuteten das Hervorquellen der Haselgebirgsmasse am Hallstätter Salzberge als Antiklinale — davon kann jedoch in unserem Falle keine Rede sein, denn die Plassengruppe besitzt, wie die Profile zeigen, im Gegenteil einen synklinalen Bau. Man müßte daher, um die Lagerungsform rein tektonisch zu erklären, annehmen, daß beim juvavischen Ueberschiebungsvorgange in der Plassengruppe das die Basis der Schubmasse bildende Haselgebirge an einigen Stellen (zum Beispiel der Südseite des Plankensteinplateaus Profil II—IV) gänzlich ausgequetscht wurde, unterhalb des Plassen hingegen eine gewaltige Anschoppung erfahren hat. Daß solche Vorgänge möglich sind, ist nicht zu bestreiten; es wäre im Gegenteil höchst merkwürdig, wenn nach einem so intensiven Ueberschiebungsvorgang, wie es die juvavische Deckenbildung ist, das plastische Haselgebirge an der Basis der Schubmasse noch überall in gleicher Mächtigkeit angehäuft wäre. Trotzdem wäre es merkwürdig, wenn sich gerade unter der schweren Masse des Plassen, deren allmähliches Einsinken in das Haselgebirge noch heute zu beobachten ist (p. 153), das Haselgebirge in solcher Mächtigkeit und in einer Weise angehäuft hätte, daß man den Eindruck erhält, es habe sich aus allen Richtungen nach diesem Punkte hin konzentriert! Es scheint mir daher doch wahrscheinlich, daß bei der Bildung dieser eigentümlichen Lagerungsform neben tektonischen auch autoplastische Kräfte wirksam waren; für auf-

[1]) E. Sueß in F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau nach Duino. Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften, Wien, 1857.

[2]) A. Aigner, Der Salzbergbau in den österr. Alpen. Berg- u. hüttenmännisches Jahrb., Wien, 1892, Taf. III, Fig. 1.

steigende Kräfte im Salzkörper sprechen insbesondere die aus dem Untergrunde passiv mitgerissenen Schollen (Werfener Schiefer nördlich der zentralen Einlagerung, Profil VI.)

Allerdings bestehen auch Einwände gegen diese Auffassung. So ist das Haselgebirge allerdings kein so reiner Salzkörper wie die Zechsteinsalze, sondern besteht aus einem Gemenge von Salz, Anhydrit und Ton; aber der Salzgehalt ist immerhin ein so hoher (nach A. R. Schmidt 65%—70%, nach J. v. Buschmann 60%—62%[1]), daß das Auftreten autoplastischer Kräfte möglich wäre. Ferner zeigt der Salzstock nicht die schön entwickelte Kleinfaltung (stehende Falten etc.), welche nach Lachmann[2]) für die Ekzeme charakteristisch ist, sondern bietet meist, wie bereits p. 58 ausgeführt wurde, das Bild einer Breccie mit wirr durcheinandergeworfenen Brocken. Das ist jedoch nicht zu verwundern, da die Salzmassen im Gegensatze zu den norddeutschen Zechsteinsalzen vor der Ekzembildung eine äußerst intensive tektonische Zertrümmerung erfahren haben (p. 58). Schließlich fehlt dem Salzstock der Plassengruppe ein typisch entwickelter, für die norddeutschen Ekzeme charakteristischer „Salzspiegel" mit dem darüber befindlichen Gipshut[3]). Doch auch dies ist zu verstehen, wenn man die verschiedeneLage der alpinen und außeralpinen Ekzeme in Betracht zieht. Letztere liegen durchwegs im Tieflande, die obere Grenze der Ekzeme 100—200 *m*[4]) unter dem heutigen Meeresspiegel; die Wässer dringen hier stets von oben ein, der Salzspiegel, d. h. die Fläche, an der sich Salzauftrieb und -auflösung das Gleichgewicht halten, muß daher eine der Erdoberfläche parallele, horizontale Ebene sein. Anders im Salzkammergute. Hier liegen die Salzstöcke in größerer Meereshöhe, z. B. in unserem Falle hoch über den Tälern. Es werden daher nur die in dem Plassenkalke angesammelten Wässer von oben her in den Salzstock einzudringen trachten, die im Hallstätter Kalk des Someraukogels hingegen von der Seite. Der Salzstock des Hallstätter Salzberges wird infolgedessen nicht nur oben einen Gipshut tragen, sondern allseits durch einen Mantel von ausgelaugtem Haselgebirge umgeben sein, das kein Salz, sondern nur Gipsbrocken führt. Das dies tatsächlich der Fall ist, wurde p. 55 gezeigt.

Es erhebt sich nun die Frage: Wann und aus welchen Ursachen ist das Salzekzem gerade an dieser Stelle entstanden? Da möchte ich nun zunächst vor einer Ueberschätzung der autoplastischen Kräfte warnen. So könnte z. B. jemand, um entweder die Haugsche Fensterhypothese oder die Mojsisovicssche Kanaltheorie zu retten, die Behauptung aufstellen, der Salzauftrieb hätte die ursprünglich unter dem Dachsteinkalke befindliche Hallstätter

---

[1]) A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers bei Hallstatt. Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1873, p. 81. — J. O. Freiherr von Buschmann, Das Salz. I. Bd., p. 243.

[2]) R. Lachmann, Der Salzauftrieb. 2. Folge, p. 53—83.

[3]) Immerhin finden sich in den höchsten Stollen (nied. Wasserstollen 1181 *m* und Tollingerberg 1147 *m*) nach R. A. Schmidt (Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1873, p. 81) Gipslager zwischen dem Haselgebirge und dem Kalk, die man als einen schwach entwickelten Gipshut auffassen kann.

[4]) R. Lachmann, Der Salzauftrieb. 3. Folge, p. 95.

Decke samt der daraufliegenden Dachsteindecke oder die zwischen den Dachsteinkalken im Berchtesgaden—Hallstätter Kanal abgelagerten Hallstätter Gesteine allein so hoch emporgehoben, daß es gegenwärtig den Eindruck erweckt, die Hallstätter Gesteine säßen als Deckscholle auf dem Dachsteinkalk. Wie bereits an anderer Stelle (p. 121) gezeigt wurde, müßten bei Annahme der Haugschen Vorstellung die Verwerfungen, welche die gehobene Scholle begrenzen, eine Sprunghöhe von 2700 *m*, bei Annahme der Mojsisovicsschen Kanaltheorie eine solche von 2100 *m* besitzen. Darauf ist zu entgegnen, daß zwar der Salzauftrieb, wie Lachmanns Profile[1]) zeigen, imstande ist, die Hangendschichten etwas emporzuwölben; aber die Hebung einer 2700 *m* mächtigen Hangenddecke von Gesteinen um den Betrag ihrer eigenen Mächtigkeit oder auch nur einer etwa 1000 *m* mächtigen Schichtplatte (Hallstätter Entwicklung + Plassenkalk) um 2100 *m* kann man dem Salzauftrieb unmöglich zumuten, besonders wenn man bedenkt, daß die Salzmassen des Salzkammergutes unvergleichlich kleiner und viel weniger rein sind als die Zechsteinsalzlager.

Um nun das Alter der Ekzembildung festzustellen, so müßte man zunächst nach Analogie mit dem früher angeführten Ekzem des oberen Allertales annehmen, daß sich die Ekzembildung in der Plassengruppe vor Ablagerung des mittleren Lias, beziehungsweise des Oberjura vollzog, da in der Plassengruppe der Mittellias, beziehungsweise der Plassenkalk, über das Ekzem transgredieren. Ein so hohes Alter des Ekzems halte ich für ausgeschlossen; denn dann müßte das Ekzem den juvavischen Deckenschub mitgemacht haben, und es ist wohl unmöglich, daß ein so veränderliches Gebilde wie ein Ekzem bei einer Ueberschiebung, die doch eine so weitgehende mechanische Inanspruchnahme des Gesteines zur Folge hat, unversehrt über größere Strecken transportiert werden kann, ohne völlig ausgequetscht zu werden. Außerdem würde die Schichtlücke an der Basis des Plassenkalkes dadurch gar nicht erklärt, denn auch außerhalb des Ekzemes liegt dieser bei der Schreyeralm (Profil III) und der Schiechlinghöhe (Profil IV) unmittelbar auf Muschelkalk.

Wir müssen vielmehr nach dem frischen Erhaltungszustande des Ekzemes annehmen, daß dasselbe ein junges, nachtektonisches Gebilde ist.

Hingegen ist es gar nicht unwahrscheinlich, daß hier auch vor der Ueberschiebung Ekzeme bestanden haben, wodurch sowohl die Lückenstratigraphie[2]) als die starke tektonische Zerrüttung der Deckscholle wenigstens teilweise eine Erklärung finden kann; diese alten Ekzeme aber wurden bei dem Ueberschiebungsakte vollständig vernichtet.

Auf welche der von Lachmann[3]) geschilderten Typen ist nun das heute vorliegende, nach der Ueberschiebung entstandene Ekzem

---

[1]) R. Lachmann, Ekzeme als geologische Chronometer, p. 554, 1. u. 2. Fall.

[2]) Vgl. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördl. Kalkalpen etc. II. Teil, p. 476, 477.

[3]) R. Lachmann, Ekzeme als geologische Chronometer. Monatsber. der Deutschen Geol. Gesellschaft, 1912, Fig. 1, p. 554, 555.

zurückzuführen? Die Ekzeme sind an „Schwächezonen“ [1]) ihrer Deckschichten geknüpft; welcher Art ist nun die hier vorliegende Schwächezone?

Der Fall 1, nämlich Erosion, kann hier für den ersten Ansporn zur Ekzembildung nicht in Betracht kommen, da sich das Ekzem ja gerade an der Stelle befindet, die die Erosion verschont hatte — nämlich unterhalb des Plassen. Noch weniger paßt Fall 2, denn ein Sattel ist hier nicht vorhanden, sondern im Gegenteil eine WO streichende Mulde.

Fall 3 trifft hier jedenfalls zu; denn wir sehen, wie das schmale, in der W—O-Richtung langgestreckte Ekzem im wesentlichen dem Roßalpenbruch (Gosau — Roßalpe — Dammhöhe — Rudolfsturm) folgt. Auch die Grubenaufschlüsse haben gelehrt, daß sich das Salzlager nicht so sehr unter der Hauptmasse des Plassen, sondern vielmehr unter dessen Südwand, also nahe der Verwerfung gegen Westen erstreckt. Die Fortführung des Bergbaues vollzieht sich daher weniger in der Hauptschachtricht, gegen W 30° N, sondern vielmehr in südlich anschließenden Kehren unterhalb des Lahngangkogels genau gegen Westen, da man in der Hauptschachtricht, die fast genau unter den Plassengipfel hineinführt, wenigstens in den höheren Stollen bereits die Salzgrenze erreicht hat.

Der mehr rundliche Teil des Ekzemes im Osten des Plassen in dem in erster Linie der Bergbau betrieben wird, ist jedenfalls durch Erosionseinfluß erst weiter ausgebildet und erst dann vollendet worden, als die östliche Fortsetzung der Plassenmasse zum großen Teil weggeräumt war. Denn die Grenzfläche zwischen Haselgebirge und Plassenkalk fällt am Ostfuß des Plassen nach Westen ein (Profil IX) — in den höheren Stollen wird die Salzgrenze früher erreicht als in den tieferen [2]). Auch ist das übergreifende Ansteigen des Haselgebirges über den Steinbergkogel, das Mojsisovics [3]) erwähnt und Kittl [4]) in einem Profil darstellt, so leichter erklärlich. Der Steinbergkogel braucht keine überstürzte Scholle zu sein.

Wir haben es also hier mit der Kombination eines durch Verwerfung und Erosion bedingten Ekzemes zu tun. Auch Störungen der umgebenden Schichten wurden durch die Ekzembildung hervorgerufen. So ist z. B. die junge nachgosauische Aufrichtung der Hohen Scheibe (p. 139) und der Hornsteinkalke der Kleinen Scheibe (Profil III) höchstwahrscheinlich eine Folge des Ekzems beim Strennhag. Auch die leichte Faltung der Schreyeralmschichten bei der Schreyeralm (Profil III), in die der Plassenkalk nicht einbezogen ist, ist vielleicht

---

[1]) R. Lachmann, Der Salzauftrieb. 3. Folge, p. 101.

Auch Ampferer hat darauf hingewiesen, daß das Aufsteigen der Salzmassen an solchen Stellen der Erdrinde erfolgen muß, welche durch eine „Kerbe“ verletzt sind (Ueber die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. Verh. der Geol. R.-A., 1919, p. 143).

[2]) Siehe die Profile bei A. R. Schmidt (Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1873, p. 86) und bei A. Aigner (Berg- und hüttenmänn. Jahrb. 1892, Taf. III, Fig. 3).

[3]) E. v. Mojsisovics, Erläut. zur geol. Karte Ischl und Hallstatt, p. 23

[4]) E. Kittl, Exkursionsführer, Fig. 4, p. 77.

durch den vom Ekzem bei der Roßalpe und am Strennhag ausgeübten Horizontaldruck bewirkt.

Das aufsteigende Ekzem übt eine Art ansaugender Wirkung auf den Untergrund aus, so daß die Werfener Schiefer nördlich der „zentralen Einlagerung“ (Profil VI) aufsteigen konnten; ähnliche Fälle sind auch aus dem Berchtesgadener Salzlager bekannt. Auch die von G. Geyer[1]) beschriebenen Einschlüsse von jurassischem Crinoidenkalk und Radiolarit im Haselgebirge des Auermahdsattels südlich vom Grundlsee können meiner Ansicht nur als vom tirolischen Untergrunde dieses an der Basis der juvavischen Deckscholle des Ressen befindlichen Haselgebirges emporgerissene Schollen gedeutet werden (Vgl. p. 162).

Uebrigens dürfte das Empordringen des Haselgebirges östlich vom Plassen nicht ausschließlich aktiv durch Ekzembildung hervorgerufen, sondern auch durch passive Emporpressung des Salztons begünstigt sein, da der Plassenkalk in dem plastischen Ton in unmittelbarer Nachbarschaft langsam einsinkt und diesen daher an anderer Stelle herauspreßt. Daß der Plassenkalk tatsächlich noch heute in sinkender Bewegung ist, beweisen nicht nur die von den Bergleuten gemachten Beobachtungen, daß die unterhalb des Plassen befindlichen Stollen außerordentlich rasch zusammengepreßt werden, sondern auch die Erscheinung, daß in dem unmittelbar auf Haselgebirge gelagerten südlichen Teil des Plassen Bergstürze und Steinschläge in ungewöhnlich intensiver Weise vor sich gehen — das riesige Schuttfeld auf der Südseite des Plassen, das so viele interessante Aufschlüsse verhüllt, ist Zeuge davon.

4. Der Melaphyr.

Der interessanteste und am häufigsten erwähnte Einschluß im Haselgebirge ist jedenfalls der von Hauer[2]) beschriebene Melaphyr. In der größeren Ausdehnung ist der Melaphyr in den südlich der Hauptschachtricht aufgeschlossenen Stollen: Nadasdykehr und Walachkehr aufgeschlossen, auf der Nuskokehr liegt ein kopfgroßer Block, der sich durch seine auffallend hellgrüne Farbe auszeichnet, während sich am Tage nur nächst des Wilhelmschachtes nördlich der Hauptschachtricht äußerst dürftige, schlecht aufgeschlossene Spuren finden. Es ist deshalb nicht wahrscheinlich, daß die Vorkommnisse in der Grube und auf der Erdoberfläche miteinander im Zusammenhang sind, weil der Melaphyr nirgends auf der dazwischenliegenden Hauptschachtricht angefahren wurde und daher auch in dem Längsprofil IX, welches der Hauptschachtricht folgt, nicht eingetragen werden konnte.

---

[1]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 204 (28).

[2]) F. v. Hauer, Melaphyr vom Hallstätter Salzberg. Verhandl. der Geol. R.-A. 1879, p. 252. — C. v. John, Melaphyr von Hallstatt. Verhandl. der Geol. R.-A. 1884, p. 76. — H. Gerhart, Ueber den Melaphyr von Hallstatt. Tschermaks mineral. und petrogr. Mitteil. 1907, p. 253—254. — R. v. Görgey, Ueber alpine Salzgesteine. Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch. Bd. CXXIII (Wien 1914), p. 940.

Auch die außerordentliche Zertrümmerung und Zersetzung des Melaphyrs an der Grenze gegen das Haselgebirge, die bereits Hauer beschreibt und das Vorkommen von isolierten Melaphyrblöcken im Haselgebirge in der Umgebung der Hauptmasse des Melaphyrs spricht dafür, daß auch die Hauptmasse des Melaphyrs selbst an der Nadasdy- und Walachkehr nur ein losgerissener, riesiger Block ist (der aber immerhin noch lange nicht die Größe der zentralen Einlagerung zu besitzen braucht.)

Es ist also dieser Melaphyr kein das Haselgebirge durchsetzender Gang; man könnte aber annehmen, daß es sich um mehrere von einem in der Tiefe, unterhalb des Haselgebirges anstehenden Gange bei der Ekzembildung losgerissene Trümmer handelt. Dieser Melaphyrgang wäre am Roßalpenbruch emporgedrungen; dagegen aber spricht, daß der Melaphyr dann tertiären Alters wäre, Melaphyre aber bereits in den Gosaugeröllen vorkommen [1]). Es ist daher wahrscheinlicher, daß diese Melaphyrtrümmer bei der Ueberschiebung aus der Wurzelregion mitgebracht wurden; welche ich mit Hahn [2]) unmittelbar südlich an die tirolische Zone am Südrand der Kalkalpen anzuschließen geneigt bin. In diesem Falle könnte der Melaphyr mit den von Kober [3]) und Ampferer [4]) beschriebenen Porphyrschollen in den Werfener Schiefern der östlichen Nordalpen verglichen werden.

Auf keinen Fall kann man dem Hallstätter Melaphyr so bedeutende Wirkungen auf das Haselgebirge zuschreiben, wie es Aigner getan hat (p. 57).

5. Der Haselgebirgsstreifen westlich vom Rudolfsturm (Profile VIII, IX).

Zu den morphologisch und tektonisch merkwürdigsten Stellen der Plassengruppe gehört der bereits erwähnte, in dem zwischen senkrechten Dachsteinkalkwänden tief eingesenkten Tal des Mühlbaches gelegene Haselgebirgsstreifen, auf dem sich die tieferen Berghäuser des Hallstätter Salzberges erheben [5]). Dieses Tal bricht beim Rudolfsturm plötzlich etwa 360 *m* über dem Spiegel des Hallstätter Sees ab, der Mühlbach stürzt in einem Wasserfall über den Steilabsturz zum See hinab. Diese Erscheinung ist dadurch bedingt, daß das Haselgebirge im Osten durch eine Barre von Dachsteinkalk gegen das Seebecken abgesperrt ist (Profil IX). Dieser Dachsteinkalk setzt den sogenannten „Hallberg“ zusammen, auf dem sich der Rudolfsturm erhebt.

---

[1]) Vgl. O. Ampferer und Th. Ohnesorge, Ueber exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen. Jahrb. der Geol. R.-A. 1909, p. 328. — O. Ampferer, Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Sitzungsber. der kais. Akad. der Wissensch. (Bd. 125). Wien 1916, p. 220. Aus den Gosaukonglomeraten des Salzkammergutes kenne ich allerdings weder Melaphyr- noch Porphyrgerölle.

[2]) F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen etc. II. Teil, p. 478.

[3]) L. Kober, Ueber die Tektonik der südlichen Voralpen des Schneeberges und der Rax. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellsch. 1909, p. 499.

[4]) O. Ampferer, Sitzungsber. der Wiener Akad. 125. Bd. (Wien 1916), p. 224.

[5]) E. Kittl, Exkursionsführer, Photographie, p. 81.

Die Dachsteinkalkwände zu beiden Seiten des Tales zeigen im allgemeinen flache Schichtlage (Profil VIII), während der den Haselgebirgsstreifen im Osten maskierende Dachsteinkalk des Hallberges im oberen Teil 50—60° OSO fällt[1]), im unteren aber nur etwa 15° O geneigt ist, wie man bei einem Aufstieg von Hallstatt zum Rudolfsturm deutlich sieht (Profil IX). Es scheint sich also der Dachsteinkalk im Hangenden des Haselgebirges zu befinden. Daß diese Stellung des Dachsteinkalkes aber nur eine scheinbare ist, geht aus den Beobachtungen hervor, die man bei der Anlage des Franz-Josefs-Stollens machen konnte. Gegenwärtig ist allerdings der äußere Teil des Franz-Josef-Stollens fast ganz verzimmert, so daß eine Nachprüfung der Lagerungsverhältnisse nicht möglich ist, aber es liegen die während des Baues des Stollens gemachten, von sehr genau gezeichneten Profilen begleiteten Beobachtungen A. Hořineks[2]) vor. Auf Grund der Hořinekschen Profile wurden dann die Längsprofile durch den Hallstätter Salzberg gezeichnet, die sich bei A. R. Schmidt[3]), F. v. Hauer[4]), H. Commenda[5]) und E. Kittl[6]) finden.

Die Aufschlüsse bei der Anlage des Franz-Josef-Stollens haben nun folgendes ergeben: Der Stollen führt vom Mundloch 167 *m* durch den Dachsteinkalk des Hallberges, bis der Kontakt gegen das Haselgebirge erreicht wird. Da aber die Kontaktstelle zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge an der Erdoberfläche hinter dem Rudolfsturme um etwa 55 *m* weiter östlich liegt als im Stollen, so ergibt sich, daß die Kontaktfläche zwischen Haselgebirge und Dachsteinkalk auf der Strecke Rudolfsturm-Franz-Josef-Stollen unter einem mittleren Winkel von etwas über 60° WNW, also bergwärts einfällt. (Profil IX.) Da aber nach dem Profile Hořineks[7]) die Kontaktfläche im Stollen etwa 45° bergwärts fällt, ist es wahrscheinlich, daß die Kontaktfläche hinter dem Rudolfsturme fast vollständig vertikal steht, sich jedoch in der Tiefe allmählich flacher legt und sich der westwärts gerichtete Fallwinkel unterhalb des Franz-Josef-Horizontes noch weiter ermäßigt. Wenn man mit diesem steil westwärts gerichteten Einfallen der Kontaktfläche das obenerwähnte steile Ostfallen der Dachsteinkalke vergleicht, welches auch im Stollen bis nahe an den Kontakt zu beobachten ist und nach Hořinek[8]) sogar gegen innen etwas flacher

---

[1]) Auf dem Kittlschen Profil, Fig. 3, p. 73, ist das Einfallen des Dachsteinkalkes unrichtig gezeichnet, er fällt gerade nach der entgegengesetzten Richtung. Vgl. damit das Profil Hořineks (Verhandl. der Geol. R.-A. 1871, p. 254).

[2]) A. Hořinek, Ueber die im Kaiser-Franz-Josef-Stollens zu Hallstatt gemachten Gebirgsaufschlüsse. Verhandl. d. Geol. R.-A. 1870, p. 76—78. — A. Hořinek, Ueber den gegenwärtigen Stand der neuen Aufschlußarbeiten im Hallstätter Salzberg. Verhandl. der Geol. R.-A. 1871, p. 254—255.

[3]) A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. Oest. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen 1873, p. 88.

[4]) F. v. Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung etc. Wien 1875, p. 352.

[5]) H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jahresbericht (1900) des Museums Francisco-Carolinums in Linz, p. 48.

[6]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 73, Fig. 3.

[7]) A. Hořinek, Verh. der Geol. R. A. 1870, p. 78.

[8]) Nach Verh. der Geol. R.-A. 1870, p. 78, fällt der Dachsteinkalk 30 *m* vom Mundloch des Stollens 70°, 125 *m* vom Mundloch (42 vor dem Kontakt mit dem Haselgebirge) hingegen 45° gegen Osten ein.

wird, und anderseits den Umstand in Betracht zieht, daß das nun folgende Haselgebirge annähernd parallel mit der Kontaktfläche 50—70° gegen Westen einfällt, so ergibt sich hieraus mit voller Sicherheit, daß sich das Haselgebirge nicht im Liegenden des Dachsteinkalkes befinden kann, sondern demselben mit einer annähernd senkrecht auf dessen Schichtflächen stehenden Dislokationsfläche aufgeschoben ist, welche die Gestalt einer „listrischen Fläche"[1]) besitzt. Diese Annahme findet weitere Stützen in den von Hořinek gemachten Beobachtungen, die ich, soweit es die heute noch sichtbaren Aufschlüsse im Stollen erlauben, vollständig bestätigen kann. Das unmittelbar mit dem Dachsteinkalk in Kontakt tretende Gestein sind nämlich „schwarze, von Rutschflächen durchzogene, graphitisch glänzende Tone, die der Salzbergmann . . . . . . des in die Augen springenden Glanzes wegen ‚Glanzschiefer' nennt[2])", in welcher zahlreiche Blöcke von Dachsteinkalk[3]) eingebettet sind. Das Grenzgestein zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge ist also zweifellos ein Mylonit, welcher sich mit dem „Salzmylonit" Lachmanns[4]) vergleichen läßt.

Beim weiteren Vortrieb des Stollens traf man nach Hořinek folgende Schichten an:

1.	Schwarzer Glanzschiefer (Mylonit)	0—15 *m*[5])
2.	Eine Lage roten, glimmerführenden Mergeltones (Werfener Schiefer)	15 „
3.	Dunkler Ton mit Gips- und Salzschnürchen	16—39 „
4.	Eine Lage Anhydrit, $1^1/_2$ *m* mächtig, W fallend	40 „
5.	Rote, glimmerige Mergeltone (Werfener Schiefer), anfangs 50°, tiefer drinnen 71° W fallend, in welche mehrere Bänke eines lichtgrauen, glaukonitischen von Gipsschnüren durchzogenen Quarzsandsteines eingeschaltet sind[6])	40—172 „
6.	Anhydrit mit Lagen eines dunklen, bituminösen Kalkes	173—222 „
7.	Haselgebirge, anfangs arm, später reicher an Salz	ab 223 „

Diese Schichtfolge ist offenbar derart zu denken, daß von den auf den tirolischen Dachsteinkalk des Hallberges aufgeschobenen juvavischen Gesteinen der skythischen Stufe zwei basale Schuppen abgespalten wurden, von welcher die untere nur aus mylonitisiertem Haselgebirge (1), die obere aus einer dünnen Lage Werfener Schiefer, ausgelaugtem Haselgebirge und Anhydrit besteht (2–4), während die Hauptmasse der juvavischen Gesteine erst mit der etwa 120 *m* mächtigen Schichtgruppe von Werfener Schiefern (5) einsetzt.

Es ist sehr bemerkenswert, daß der Kontakt zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge bereits zur Zeit der Erbauung des Kaiser-Franz-

---

[1]) E. Sueß, Antlitz der Erde III/2, p. 612.

[2]) A. Hořinek, Verh. der Geol. R.-A. 1870, p. 76.

[3]) Der größte dieser bei der Ueberschiebung mitgerissenen Blöcke dürfte einen Durchmesser von 6–8 *m* besitzen, da er nach Hořinek „mit der 90. bis 93. Klafter durchfahren" wurde.

[4]) R. Lachmann, Analogien zwischen alpiner und salinarer Tektonik. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellsch. 1913, Taf. VI.

[5]) Die Maße sind vom Kontakt zwischen Dachsteinkalk und Haselgebirge an gerechnet; vom Mundloch des Stollens an erhöhen sich die Zahlen um 167 *m*.

[6]) Diese Werfener Schiefer sind auch am Tage, und zwar an dem Fußsteig, welcher dem Mühlbache von der Falkenhaynsperre in der „Hölle" (F. Simony, Das Dachsteingebiet, Fig. 18, p. 33) bis gegen das Häuerhaus folgt, aufgeschlossen.

Josef-Stollens, also in einer von theoretisch-tektonischen Spekulationen völlig freien Zeit, von bergmännischer Seite in einer der obigen Deutung annähernd entsprechenden Weise aufgefaßt wurde. Hořinek nennt die Kontaktfläche eine „Zerreißungs- oder Berstungsfläche"[1], A. R. Schmidt schreibt im Jahre 1873[2]): „Vermöge der Richtung ihres Verflächens dürften die genannten Schiefer- und Sandsteinschichten[3]) dem Liegenden der Salzformation angehören; allein, das zwischen diesen Schichten und dem Dachsteinkalke vorkommende ausgelaugte Gebirge würde darauf hindeuten, daß unter den Werfener Schichten noch eine dünne Lage von Haselgebirge sich befinde, mithin der genannte Kalkstein als das wahre Liegende zu betrachten wäre"[4]) und wenige Zeilen tiefer: „und der Ramsauer Schacht nach seinem Eintreffen am Kaiser-Franz-Josef-Horizont aus dem Grunde sistiert werden dürfte, weil derselbe wahrscheinlich noch 300 *m* unter dem gedachten Horizont abgeteuft werden müßte, damit er die auf dem Hallberger Kalke liegenden[4]) bunten Sandstein- und Mergelschichten erreichen könnte". Daraus scheint hervorzugehen, daß Schmidt noch für die Gegend des Ramsauerschachtes (nördlich vom Steinbergkogel) eine Unterlagerung des Haselgebirges durch Dachsteinkalk annahm. Es unterliegt keinem Zweifel, daß Schmidt nicht an eine Ueberschiebung des Dachsteinkalkes durch Haselgebirge dachte, sondern letzteres als das stratigraphisch Hangende des Dachsteinkalkes betrachtete. Aber trotzdem ist Schmidts Urteil wertvoll, weil er durch naiv-objektive Beobachtung als erster die Ueberlagerung des Dachsteinkalkes durch Haselgebirge erkannt hat.

Man kann nun den schmalen Haselgebirgsstreifen westlich vom Rudolfsturme als einen tektonischen Graben deuten, welcher bei der tertiären Gebirgsbildung entstanden ist, indem eine schmale Dachsteinkalkpartie samt dem vorgosauisch aufgeschobenen juvavischen Haselgebirge zwischen den Dachsteinkalkmassen des Sieg- und Hühnerkogels (Profil VIII) zur Tiefe sank.

Ich halte es nun für wahrscheinlicher, daß die Einpressung der Haselgebirgspartie zwischen diese Dachsteinkalkmassen nicht so sehr in vertikaler als in horizontaler Richtung erfolgte. Wir müssen hierzu die Umgebung des Haselgebirgsstreifens berücksichtigen.

Der Streifen wird an seinem westlichen Ende vom Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruch (p 145, Profil IX) gequert, an welchem der westliche Flügel bedeutend gesenkt erscheint, derart daß der Radiolarit tragende tirolische Dachsteinkalk des Hühnerkogels den Ostflügel, die orographisch beträchtlich tiefer liegenden juvavischen Werfener Schiefer der Sagmöser den Westflügel bilden. Wir sehen nun, daß die zur tirolischen Serie gehörigen Radiolarite an der Westseite des Hühnerkogels 70° OSO unter den Dachsteinkalk, also unter ihre eigene stratigraphische Unterlage, einfallen. Dies deutet auf das Vorhandensein einer OSO—WNW gerichteten Spannung hin, die sich erst nach Ein-

---

[1]) A. Hořinek, Verh. der Geol. R.-A. 1870, p. 76.

[2]) A. R. Schmidt, Ueber den Aufschluß des Salzlagers zu Hallstatt. Oest. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen 1873, p. 82.

[3]) Gemeint sind die oben beschriebenen Werfener Schiefer.

[4]) Im Originaltext nicht gesperrt gedruckt

tritt der Verwerfung dadurch bemerkbar machte, daß der tirolische Dachsteinkalk etwas über die juvavischen Werfener Schiefer überkippt wurde. Bei dem außerordentlich großen Plastizitätsunterschied der Gesteine zwischen beiden Seiten der Verwerfung ist die Erscheinung leicht verständlich. Das Vorhandensein dieser OSO—WNW-Spannung [1]) kommt nun auch in dem steilen OSO-Fallen des Dachsteinkalkes beim Aufstieg Hallstatt—Rudolfsturm zum Ausdruck (Profil IX). Dieses steile OSO-Fallen läßt sich im Streichen einerseits nach SSW bis in die Echernwand verfolgen, wo die steil OSO fallende Partie zwischen flacher geneigten Dachsteinkalken auf Aegerters Alpenvereinskarte vorzüglich eingezeichnet ist (oberhalb des Wunderbaldinger-Denkmals), anderseits bis auf den Schneidkogel, wo der Dachsteinkalk am Südgrat dieses Berges in 1480 *m* Höhe 45° gegen OSO einfällt, wodurch auch das p. 47 beschriebene, tiefere Herabreichen der Jurascholle an der Ostseite des Schneidkogels zu erklären ist.

Die Dachsteinkalkmasse östlich des Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruches ist nun in zu diesem senkrechter Richtung (OSO—WNW) von dem Roßalpenbruch und einigen Parallelsprüngen durchsetzt.

Es ist nun leicht verständlich, daß das plastische Haselgebirge bei dem Vorhandensein einer OSO—WNW-Spannung in die durch den Roßalpenbruch und Parallelsprünge zerrüttete und vielleicht infolgedessen von Höhlen durchsetzte Partie von Dachsteinkalk von Westen her keilartig eingepreßt werden konnte [2]).

Der Haselgebirgsstreifen dürfte gegen die Tiefe zu allmählich schmäler werden und schließlich ganz zwischen Dachsteinkalk verschwinden. Leider wurden in dem vorderen Teile des Franz-Josef-Stollens keine Querschläge angelegt, so daß über die Breite des Streifens in der Tiefe keine unmittelbare Beobachtung möglich ist

D. Die Stellung der Plassengruppe in der Regionaltektonik des Salzkammergutes.

1. Fortsetzung der juvavischen Deckscholle gegen Westen und Osten.

Gegen Westen verschwindet die juvavische Deckscholle der Plassengruppe unter den Gosauschichten des Beckens von Gosau. Daß diese Erscheinung am linken Talhang des Brielgrabens südlich des Roßalpenbruchs (p. 141) in ausgezeichneter, jeden Zweifel ausschließender Weise aufgeschlossen ist, wurde bereits p. 124 gezeigt. Aber auch nördlich des tertiären Roßalpenbruches, der gegenwärtig eine Strecke von $^1/_2$ *km* zwischen der vorderen Brielalpe und dem Hofergraben die Grenze zwischen der juvavischen Trias und der Oberkreide des Gosauer

[1]) Auffallend ist, daß nach Aigners Beobachtungen die „Kernstriche" im Haselgebirge nicht senkrecht auf die OSO—WNW-Spannung, sondern WO streichen (p. 59, Fußnote 2). Demnach scheint gegenwärtig wieder ein NS gerichteter Gebirgsdruck vorzuherrschen.

[2]) Auch Aigner scheint eine ähnliche Auffassung über die Entstehung des Haselgebirgsstreifens gehabt zu haben. (Mitteil. des naturwiss. Ver. für Steiermark, 1901, p. 141.)

Beckens bildet, kann über das Untertauchen des steil N fallenden Hallstätter Riffkalkes des Leutgebkogels unter die gleichfalls N oder NW fallenden Grundkonglomerate der Gosauschichten an seinem nördlichen Fuße kein Zweifel bestehen (Profil I).

Im mittleren Teile des Gosautales zwischen Schusterötz und Gosau stehen die juvavischen Triasgesteine jedenfalls in nur sehr geringer Tiefe unter der Talsohle des Gosautales an. Dies ergibt sich daraus, daß die auf der geologischen Spezialkarte 1 : 75.000 fälschlich als *td* (Hauptdolomit) bezeichnete, kleine Triaspartie südwestlich des Dorfes Gosau in Wahrheit aus einem Riffkalke besteht, der sich, wie ich bereits an anderer Stelle [1]) gezeigt habe, am besten mit demjenigen des Leutgebkogels vergleichen läßt.

Von hier an muß man sich 5 *km* nach Westen begeben, um westlich von Rußbachsag ein Wiederauftauchen der juvavischen Gesteine anzutreffen. Es sind dies die kleinen Partien von anisischem Dolomit an der Straße $^1/_2$ *km* unterhalb Rußbachsag und die Haselgebirgspartien zwischen Hinterreut und Heugut, im Trieben- und Elendgraben [2]). Ferner ist als westliche Fortsetzung der juvavischen Deckscholle der Plassengruppe der sich derzeit infolge der tertiären Zwieselalpenüberschiebung im Hangenden der Gosauschichten befindliche Streifen von Werfener Schiefern, Hallstätter Kalk und Zlambachschichten aufzufassen, der sich vom Nordende des vorderen Gosausees gegen NW bis über die Schönaualpe hinaus verfolgen läßt [3]).

Als weitere Fortsetzung gegen Westen muß das Haselgebirge im Lammertal bei Zwieselbad [4]) und die aus Hallstätter Kalk bestehende Kuppe der Pailwand (1273 *m*) [5]) gelten. Nunmehr verschwindet die juvavische Decke neuerdings durch 4 *km* unter Gosauschichten — die Eintragung von Hallstätter Kalk auf der Thurnhofhöhe und am Scheffkogel in der geologischen Spezialkarte ist irrtümlich [6]) — um erst jenseits Abtenau und Voglau als Lammermasse abermals an die Oberfläche zu treten. Ueber die Zugehörigkeit der Lammermasse zur juvavischen Decke kann nach den Untersuchungen Nowaks [7]) und Hahns [8]) kein Zweifel bestehen.

Während die juvavische Decke, wie eben gezeigt wurde, westlich der Plassengruppe in der Tiefe verschwindet, hebt sie sich

[1]) E. Spengler, Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläntologie, 1913, p. 615.

[2]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil Das Becken von Gosau. Sitzber. der Wiener Akad. der Wissensch., Bd. CXXIII (1914), p. 278, 279; Taf. II, Profil I, Taf. I (Karte).

[3]) E. Spengler, Das Becken von Gosau. l. c. p. 291—294, Taf. I (Karte), Taf. II, Profile I, III, IV. — E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien, 1918.

[4]) H. Reinl, Das Salzgebirge von Grubach und Abtenau. Oest. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen. Bd. LVIII (1910), p. 209—212, 225—227, Taf. V.

[5]) A. Bittner, Aus den Salzburger Kalkgebirgen. Die Ostausläufer des Tennengebirges. Verhandl. der Geol. R.-A. 1884, p. 363, 364.

[6]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Teil. Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissensch. Bd. CXXI (1912), p. 1076, 1077. Taf. I (Karte).

[7]) J. Nowak, l. c. 104—108.

[8]) F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 425—431.

östlich dieser Gebirgsgruppe in die Höhe, so daß sie östlich der Schlaipfenmoos-Ebnerbergverwerfung (p. 145) mit Ausnahme der kleinen Haselgebirgspartie im Mühlbachtal westlich des Rudolfsturmes (p. 154) völlig denudiert erscheint. Wenn auch hier die juvavische Deckscholle selbst vollständig der Denudation erlegen ist, so läßt sich doch, worauf bereits Hahn[1]) aufmerksam gemacht hat, die die Deckscholle tragende Mulde im tirolischen Dachsteinkalk nach Osten weiterverfolgen. Wenn man vom Hallstätter Salzberg aus die Felswände in der Umgebung des Koppenwinkels, die gerade Streichungfortsetzung der tirolischen Dachsteinkalke der Plassengruppe, betrachtet, so bemerkt man, daß die Dachsteinkalke des Koppen 20° gegen Süden einfallen, diejenigen des Rabenkogels, Gschirrkogels und Hagenecks horizontal liegen, die des Krippensteins aber 30—45°, die des Speikberges 30° gegen Norden geneigt sind. Das Fortstreichen der Plassenmulde prägt sich auch in der morphologischen Beschaffenheit dieser Gegend deutlich aus: Die vom Koppenwinkel über die Herrnalpe zum Oedensee ziehende Zone stellt mit Gipfelhöhen von 1400—1600 *m* eine ausgesprochene Depression nicht nur gegenüber des sich südlich anschließenden, über 2000 *m* aufsteigenden Teiles der Dachsteingruppe, sondern auch gegenüber des sich nördlich bis 1856 *m* Höhe erhebenden Koppenstockes[2]) dar.

Erst jenseits der Linie Straßental—Kainisch senkt sich die Achse dieser Synklinale wieder soweit hinab, daß die überschobene juvavische Masse von der Denudation verschont bleiben konnte. Es ist die bereits auf dem Spezialkartenblatt „Liezen" gelegene Gebirgsgruppe des Rötelsteins, deren Zugehörigkeit zur juvavischen Einheit bereits von Hahn[3]) erkannt wurde. Seither wurde diese Gegend durch G. Geyer neu aufgenommen. Geyers[4]) vorzügliche Beschreibung dieser Gebirgsgruppe und einige Exkursionen, die ich daselbst im Herbst 1917 unternahm, haben mir die volle Sicherheit gebracht, daß in der Gruppe des Rötelsteins Teile der juvavischen Decke erhalten geblieben sind.

Es gehört jedoch keineswegs die ganze Gruppe des Rötelsteins[5]) zwischen Grundlsee und der Bahnlinie Kainisch — Stainach - Irdning zur juvavischen Einheit, sondern ich möchte der juvavischen Decke nur zurechnen:

I. Die südlich der Weißenbachlinie[6]) und Pyhrnlinie[7]) gelegenen Gebirgsgruppen des Rötelsteins (1610 *m*), Kampls (1681 *m*), Rabenkogels (1391 *m*), Krahsteins (1512 *m*), an die sich weiter im Osten

---

[1]) F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 434, 435.

[2]) F. Simony, Das Dachsteingebiet, p. 34 – 40.

[3]) F. F. Hahn, Grundzüge etc., p. 445 – 456.

[4]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im im steirischen Salzkammergut (Jahrbuch der Geol. R.-A. 1915, p. 177—238).

[5]) In rein geographischem Sinne!

[6]) G. Geyer, l. c., p. 228, Fig. 2. Der größte Teil des hier vertikal schraffierten Gebietes.

[7]) G. Geyer, Ueber den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Verhandl. der Geol. R.-A. 1913, p. 299.

die Klippenzone zwischen Klachau und Paß Pyhrn [1]) (Hechelstein, Brandanger Kogel, Noyer, Hochtausing, Acherlstein etc.) anschließt und zu welcher auch die durch die Erosion abgetrennten Werfener Schiefer mit der kleinen Hallstätter Kalkscholle des Wandlkogels [2]) südlich von Mitterndorf gehören.

II. Das Reschenhorn (1233 *m*) [3]) südlich vom Grundlsee und die Werfener Schiefer und Haselgebirgspartie nordöstlich der Schneckenalpe [4]).

Die zwischen I und II gelegenen Gebiete des Hohen Zlaimkogels (1501 *m*), Türkenkogels (1752 *m*), Grasberges (1624 *m*) und Lawinensteins (1961 *m*) hingegen möchte ich der tirolischen Basis zurechnen.

Die juvavische Zone I wäre die östliche Fortsetzung der juvavischen Deckscholle der Plassengruppe, die juvavische Zone II aber diejenige des Raschberges, die dazwischen gelegene tirolische Zone des Grasberges und Türkenkogels jedoch die Fortsetzung der Pötschengegend, die somit gleichfalls tirolisch wäre.

Zugunsten dieser hier vertretenen Auffassung lassen sich nun folgende Momente anführen: Daß die tektonische Einheit I tatsächlich auf die südlich anschließende Dachsteingruppe an der Heilbrunn- und der Radlinglinie aufgeschoben ist, geht aus der Darstellung G. Geyers [5]) bereits einwandfrei hervor; sie ist also der Schubfläche an der Südseite der Plassendeckschnlle zwischen Brieltal und Werkstatt analog. Die Grenze zwischen I und der nördlich anschließenden tirolischen Zone des Türkenkogels und Lawinensteins, die Weißenbachlinie, ist, wie sich gleichfalls aus Geyers Untersuchungen ergibt, eine vertikale (oder sehr steil stehende) Verwerfung. Wir können also diese Linie mit dem Rettengrabenbruche (p. 137) in der Plassengruppe vergleichen und auch hier annehmen, daß der südliche, deckenbeschwerte Flügel der Verwerfung aus isostatischen Gründen versenkt wurde, wodurch der unmittelbare Ausstrich der Ueberschiebungsfläche in die Tiefe versenkt und dadurch unseren Blicken entzogen wird. Dasselbe gilt von ihrer östlichen Fortsetzung, der Pyhrnlinie [6]). Wenn auch infolge dieser späteren Störung die Ueberschiebungsfläche an der Nordseite der juvavischen Zone I nicht unmittelbar beobachtet werden kann, so spricht doch das Südfallen [7]) der tirolischen Massen des Zlaimkogels, Lawinensteins und Roßkogels sehr für das Vorhandensein derselben.

---

[1]) G. Geyer, Warscheneckgruppe. Verhandl. der Geol. R.-A. 1913, p. 299–306.

[2]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 179–180.

[3]) Nicht die ganze, auf Geyers Kärtchen (Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 228) vertikal schraffierte Partie zwischen Grundlsee und Grasberg—Türkenlinie, sondern nur der nördlich der „Auermahd—Antiklinale" befindliche Teil.

[4]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrbuch der Geol. R.-A. 1915, p. 211.

[5]) G. Geyer, Ebenda, p. 229, 230.

[6]) G. Geyer, Warscheneckgruppe. Verhandl. der Geol. R.-A. 1913, p. 299.

[7]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrb. der Geol. R.-A. 1915, p. 228, Fig. 2.

Die Deckennatur der juvavischen Zone I tritt aber noch weit klarer in die Erscheinung, wenn man die Lias- und Juragesteine zwischen Rödschitz und dem Salzatal (bei Hartl, Ringdorfer, Schacherbauer), am Kulmkogel (1120 *m*) und in der Umgebung von Klachau und Tauplitz als tirolisch, d. h. als das normale Hangende der Dachsteinkalke des Grimming, Lawinensteins und Freubergs auffaßt, und daher (im Gegensatze zur Auffassung Geyers) annimmt, daß diese Lias- und Jurapartien von den durch Hallstätter Entwicklung ausgezeichneten Massen des Schädelkogels, Hartelskogels, Rabenkogels, Krahsteins und Hechelsteins überschoben sind. Für diese Auffassung sprechen dieselben Momente wie für die Deckschollennatur der Plassengruppe: 1. die genannten Hallstätter Kalkschollen überragen orographisch bei im allgemeinen söhliger Schichtlage die Lias- und Juragesteine; 2. die Lias- und Juragesteine kommen stets mit den ältesten Schichtgruppen der Hallstätter Entwicklung (Werfener Schiefern, anisischem Dolomit) in Kontakt; 3. nirgends ist eine Auflagerung der Lias- und Juragesteine auf der Hallstätter Trias beobachtet, sondern gelegentlich, wie Geyers[1]) Profil durch den Krahstein zeigt, ein Einfallen gegen dieselbe zu beobachten.

Dadurch erscheint die auf Geyers Kärtchen[1]) einheitlich dargestellte juvavische Zone I in fünf isolierte, auf tirolischen Gesteinen schwimmende Deckschollen aufgelöst: 1. Rötelstein und Kampl, 2. Kumitzberg, Schädel- und Hartelskogel, 3. Wandlkogel, 4. Rabenkogel und Krahstein, 5. Hechelstein. Weiter gegen Osten verhüllt im allgemeinen die jüngere Transgression der Gosauschichten die Kontakte zwischen Lias und den Riffkalkklippen, so daß man nicht mehr entscheiden kann, ob die einzelnen Riffkalkklippen isolierte, auf Lias schwimmende Deckschollen[2]) oder nur die aus der Gosauhülle hervorschauenden Spitzen einer einheitlichen, zum größten Teil von dem Gosaumantel bedeckten Riffkalkmasse sind.

Die Grenze der tirolischen Zone des Zlaimkogels, Türkenkogels und Grasberges gegen die juvavische Zone II (Reschenhorn) wird durch das Haselgebirge des Auermahdsattels gebildet. Geyer bezeichnet diese Haselgebirgszone als Antiklinale; aus seiner Beschreibung und seinen Profilen[3]) jedoch geht hervor, daß nur der Nordflügel, die Hallstätter Kalke des Reschenhornes, vom Haselgebirge abfallen, die südlich anschließenden Zlambachschichten und Pedatakalke des Grasbergzuges hingegen, wenn auch sehr steil, gegen dasselbe einfallen. Es scheint daher wahrscheinlicher, daß sich nur das

---

[1]) G. Geyer, ebenda, Taf. I, Fig. 2.

[2]) Geyers Beobachtung (Warscheneckgruppe, p. 305), daß bei Pürgg der Liasfleckenmergel im Hangenden des Riffkalkes auftritt, braucht nicht gegen die Möglichkeit einer Aufschiebung der meisten Triasklippen des Wörschachwaldes auf Lias zu sprechen, da die Riffkalkpartie wahrscheinlich die Fortsetzung des Riffkalkes des Grimmings und daher tirolisch ist. Hingegen scheint es mir nicht ausgeschlossen zu sein, daß sich die Liasfleckenmergel beim „Postmeister" im Liegenden der Riffkalkmassen des Noyer (1485 *m*) und Punktes 1494 *m* befinden; doch wage ich ohne genaue Untersuchung der Stelle keine entschiedene Behauptung.

[3]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrb. d. Geol. R.-A., 1915, p. 202; p. 207, Fig. 1; Taf. II, Fig. 1.

Reschenhorn im Hangenden des Haselgebirges befindet, gegen die Grasberggesteine jedoch ein steil nordfallender Ueberschiebungskontakt besteht. Auch das von G. Geyer[1]) erwähnte Vorkommen von jurassischem Crinoidenkalk und Radiolarit, der, wie auch ich bei einem Besuche des Punktes feststellen konnte, vorwiegend zwischen den Grasberggesteinen und dem Haselgebirge auftritt, findet so eine viel befriedigendere Erklärung. Der Auermahdsattel ist eine Stelle, an welcher die mit Radiolarit schließende, tirolische Serie des Grasberges von der mit Haselgebirge beginnenden juvavischen Serie an nachträglich steilgestellter Schubfläche überschoben wird.

Der Kontakt zwischen der juvavischen Zone II und dem tirolischen Toten Gebirge ist unter dem Grundlsee verborgen.

Die tirolischen Dachsteinkalke mit dem auflagernden Lias und Oberjura fallen nördlich der Schneckenalpe unter den isolierten Lappen von juvavischem Werfener Schiefer und Haselgebirge ein[2]).

Ich habe bei den bisherigen Ausführungen mit Absicht die Faziesverhältnisse nicht berührt, da ich der Ansicht bin, daß bei tektonischen Untersuchungen stets die Beobachtung der Lagerungsverhältnisse das Entscheidende sind, die Faziesverhältnisse aber das so gewonnene Resultat entweder bestätigen oder abschwächen können. Daß ersteres in unserem Falle zweifellos eintrifft, soll nun gezeigt werden.

Wie aus Geyers[3]) Darstellung hervorgeht, zeigen Dachsteingruppe und Totes Gebirge vollkommen übereinstimmende Faziesverhältnisse; aber auch der Türkenkogel und Lawinenstein, deren Fazies nach meinen Beobachtungen am meisten derjenigen der Gamsfeldgruppe gleicht, zeigt keinen wesentlichen Unterschied gegenüber Dachstein und Totem Gebirge, besonders im Osten, wo dieser Gebirgszug untrennbar mit dem Warscheneck zusammenhängt. Etwas stärker verschieden ist der Grasberg durch das Auftreten der Zlambachschichten und Pedatakalke; doch hat Geyer[4]) gezeigt, daß diese abweichende Fazies in der Gegend der Bauernalpe nördlich des Lawinensteins ganz allmählich in die normale Hauptdolomitentwicklung übergeht. Türkenkogel und Grasberg müssen daher zwischen Totem Gebirge und Dachstein sedimentiert worden sein, d. h. der tirolischen Zone angehören. Daß durch das Auftreten von Zlambachschichten sich hier lokal die Fazies etwas dem Hallstätter Charakter nähert, spricht nicht gegen diese Auffassung; einen ganz analogen Fall habe ich aus den Donnerkögeln bei Gosau[5]) beschrieben. Uebrigens steht das Profil des Grasberges trotz der Zlambachschichten einem typischen Hallstätter Profile noch ferner als einem der Hauptdolomitfazies.

[1]) G. Geyer, ebenda, p. 203, 204

[2]) G. Geyer, ebenda, p. 211.

[3]) G. Geyer, ebenda, p. 233, 234.

[4]) G. Geyer, ebenda, p. 224.

[5]) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. d. Wiener Akademie der Wissenschaften. Bd. CXXIII (1914), p. 298, 299; Taf. II, Profil IV.

Ganz scharf hingegen ist der Faziesunterschied zwischen den oben als juvavisch bezeichneten Zonen I und II einerseits und dem Toten Gebirge, Dachstein und Lawinenstein anderseits.

Man kann sich keinen eindrucksvolleren Gegensatz als zwischen den gewaltig mächtigen Dachsteinkalken des Dachsteingebirges und der geringmächtigen Entwicklung der Rötelsteingruppe denken; zwischen Kamp (881 *m*) und Kumitzberg (895 *m*) nähern sich beide Entwicklungen auf kaum 200 *m*, indem in ersterem die norische Stufe aus vielleicht 1000 *m* mächtigen Dachsteinkalken, in letzterem hingegen aus nur ganz geringmächtigem Hallstätter Kalk besteht. Besonders auffallend ist auch der Faziesgegensatz zu beiden Seiten der Auermahdlinie. Daß die Hallstätter Entwicklung der Zone I weiter im Osten, im Gebiete von Wörschachwald, ganz allmählich in die Riffkalkfazies übergeht, spricht nicht gegen ihre Zugehörigkeit zur juvavischen Einheit, denn auch im Berchtesgadener Gebiet ist die juvavische Decke zum großen Teil als Riffkalk entwickelt (Reiteralmkalk). Uebrigens möchte ich an dieser Stelle mit *Hahn*, *Ampferer* und *Heritsch* nochmals betonen, daß tektonische Einheiten keineswegs durch Faziesverhältnisse definiert werden können. Es sei außerdem darauf aufmerksam gemacht, daß das Vorhandensein einer juvavischen Decke bisher nach Osten nur bis knapp über den Grimming hinaus als erwiesen gelten kann; es ist möglich, daß künftige Untersuchungen ein Weiterstreichen dieser Decke sicherstellen, es ist aber ebensogut möglich, daß sich aus diesen Untersuchungen ergeben wird, daß die Schubweite von Steinach gegen Osten rasch kleiner und schließlich gleich Null wird. Das Bestreben vieler moderner Tektoniker, einmal erkannte tektonische Einheiten womöglich Hunderte von Kilometern im Streichen zu verfolgen, ist jedenfalls gänzlich verfehlt.

Aber nicht nur der scharfe Faziesgegensatz zwischen den einzelnen Zonen in der Mitterndorfer Gegend in der Richtung von Süd gegen Nord, sondern auch *die außerordentlich große fazielle Uebereinstimmung der Rötelsteintrias mit der überschobenen Trias des Hallstätter Salzberges*, auf welche im stratigraphischen Teile wiederholt (p. 100) aufmerksam gemacht wurde, spricht sehr für die hier entwickelten Anschauungen.

Es ist daher auch für die Hallstätter Kalkschollen der Mitterndorfer Gegend weitaus das wahrscheinlichste, daß sie gleich der Plassendeckscholle von Süden her, über die Dachsteingruppe, an ihren heutigen Standort geschoben wurden. Da ihre Heimat ganz nahe südlich vom Kammergebirge und Grimming gelegen sein konnte, braucht man hier als Schubweite der juvavischen Decke einen noch geringeren Betrag anzunehmen als weiter im Westen. Ein wesentlicher Unterschied zwischen der Deckscholle der Plassengruppe und denjenigen der Mitterndorfer Gegend besteht darin, daß erstere im Detail ungleich komplizierter gebaut ist als letztere, ein Umstand, der sicherlich nur auf die größere Rolle zurückzuführen ist, die das plastische Haselgebirge bei Hallstatt spielt.

2. Ausblick auf die Tektonik der Gegend zwischen Ischl und Aussee.

Meine Anschauungen, die ich auf Grund meiner langjährigen Studien im Salzkammergut über dessen Gesamttektonik gewonnen habe, habe ich an anderer Stelle darzustellen versucht[1]. Doch ist dies auch dort keine zusammenfassende tektonische Darstellung des Salzkammergutes. Eine solche zu schreiben ist mir derzeit noch unmöglich, da die Detailuntersuchung des Gebietes zwischen Ischl und Aussee, das den Ischler und Ausseer Salzberg, den Raschberg, Sandling und die Zlambachgräben umfaßt, noch ausständig ist. Die Untersuchung dieses äußerst kompliziert gebauten und dabei zum Teil sehr schlecht aufgeschlossenen Gebietes dürfte noch Jahre in Anspruch nehmen, ich selbst bin in absehbarer Zeit kaum in der Lage, sie durchzuführen.

Doch sollen hier einige Ausblicke mitgeteilt werden, die sich aus den hier vorliegenden Untersuchungen für dieses Gebiet ergeben. Wenn die Rötelsteingruppe, wie oben gezeigt wurde, die östliche Fortsetzung der Plassengruppe ist, so ist das Reschenhorn naturgemäß eine solche des Raschberges. Daß auch der Raschberg der juvavischen Decke angehört, hat Nowak[2] zuerst ausgesprochen, und Hahn und ich sind ihm in dieser Deutung gefolgt. Doch muß hervorgehoben werden, worauf auch Hahn[3] aufmerksam gemacht hat, daß die juvavische Natur des Raschberges durch die Beobachtung der Lagerungsverhältnisse weit schwerer beweisbar ist als die des Hallstätter Salzberges — die Faziesverhältnisse sind ja dieser Auffassung sehr günstig[4], aber kein so entscheidendes Moment. Da nun aber oben gezeigt werden konnte, daß auch die Lagerungsverhältnisse des Reschenhornes sehr für die Zugehörigkeit zur juvavischen Decke sprechen, ist dadurch indirekt auch ein nicht unwichtiges Argument für die Zugehörigkeit des Raschberges zu derselben gewonnen.

Die Zone der Pötschenkalke, Pedatakalke und Pötschendolomite zwischen der Pötschenhöhe und Aussee ist aber dann die Fortsetzung der Grasbergzone und daher nicht juvavisch, sondern tirolisch. Dadurch würde der in Hallstätter Profilen sonst unbekannte norische Pötschendolomit[5] sich als die Fortsetzung der mit Pedatakalken in Verbindung stehenden Hauptdolomite erweisen. Allerdings dürfte die Trennung des tirolischen und juvavischen Anteiles im Gebiete der Zlambachgräben auf recht bedeutende Schwierigkeiten stoßen.

Die Pötschengegend ist durch den der jüngeren, tertiären Gamsfelddecke[6] angehörenden, hoch aufragenden Sarstein überschoben.

---

[1] E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1918.

[2] J. Nowak, l. c., p. 109, 110.

[3] F. F. Hahn, Grundzüge etc. p. 439—445.

[4] Wie bereits im stratigraphischen Teile (p. 62, 98) gezeigt werden konnte, besteht eine sehr große fazielle Uebereinstimmung zwischen Raschberg und Hallstätter Salzberg.

[5] E. v. Mojsisovics, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Ischl und Hallstatt, p. 30. — F. F. Hahn, Grundzüge etc. p. 442, 443.

[6] E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Sitzungsberichte der Wiener Akad., Bd. CXXIII (1914), p 325, 326.

In der östlichen Fortsetzung des Sarsteines liegt nun der Zug des Türkenkogels, und wir müssen daher auch in diesem nordgerichtete, nachgosauische Bewegungstendenzen vermuten. Wie Geyers Profile zeigen, sind solche tatsächlich vorhanden. So fallen die Gosauschichten des Weißenbachgrabens gegen den Schnöteritzkogel nach Süden ein [1]), und auch die liegende Falte des Hasenkogels und deren Fortsetzung, die Grasberg—Türkenline, scheint mit Rücksicht auf das Vorkommen von Gosauschichten bei der Schneckenalpe [2]) tertiären Alters zu sein. Eine der Gamsfelddecke vergleichbare, mehrere Kilometer Schubweite erreichende postgosauische Ueberschiebung ist aber in der Gegend nördlich von Mitterndorf nicht mehr vorhanden, die Gamsfelddecke ist vielmehr, wie ich bereits an anderer Stelle [3]) ausgeführt habe, ein nur zwischen Voglau und Aussee vorspringender Ueberschiebungslappen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die hier vorliegenden tektonischen Untersuchungen eine vollständige Bestätigung der Hahnschen Synthese dieses Kalkalpengebietes bedeuten.

VI. Morphologischer Teil.

Beim Studium der Entstehung der heute in der Plassengruppe zu beobachtenden Landschaftsformen ist es selbstverständlich nicht möglich, sich auf die Plassengruppe allein zu beschränken, sondern es sind hiezu teilweise die Beobachtungen in der gesamten Dachsteingruppe heranzuziehen. Eine Darstellung der morphologischen Entwicklung der Dachsteingruppe hat kürzlich N. Krebs [4]) gegeben

1. Die vorgosauische Landoberfläche.

Daß wir die Lage der Auflagerungsfläche der Gosauschichten in der Plassengruppe an zahlreichen Punkten beobachten können, wurde bereits früher (p. 139) erwähnt. Ich habe nun auf Tafel IV, Fig. 1, den Versuch unternommen, die wahrscheinliche heutige Lage der vorgosauischen Landoberfläche in Form einer Isohypsenkarte darzustellen. Man sieht, daß diese Oberfläche südlich der Roßalpenverwerfung um 500—700 *m* tiefer liegt als nördlich derselben. Am Südflügel liegt die Auflagerungsfläche der Gosauschichten am Plankensteinplateau in 1500—1550 *m* Höhe vollständig horizontal, nur an der hohen Scheibe erscheint sie etwas aufgebogen. Oestlich des Plankensteinplateaus senkt sie sich flach gegen Osten hinab, denn sie besitzt am Solingerkogel nur mehr eine Höhenlage von 1400 *m*. Bemerkens-

[1]) G. Geyer, Aus den Umgebungen von Mitterndorf. Jahrb. der Geol. R.-A., 1916, Taf. II, Fig. 1.

[2]) G. Geyer, Ebenda, p. 210, 211.

[3]) E. Spengler, l. c. p. 324.

[4]) N. Krebs, Die Dachsteingruppe. Zeitschr. des Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereines 1915.

wert ist, daß sich in dem ganzen, schüsselartigen Kessel, der von den Plankenstein-Ostabstürzen (Gaiswänden) im Westen, der Plassen-Südwand im Norden und den Abstürzen des Grünkogels und Hierlatz im Süden begrenzt wird, nirgends [2]) Gosauschichten finden; die Gegend der Klausalpe lag zur Zeit der Transgression der Gosau daher mindestens 700—800 *m* unter der damaligen Landoberfläche, die juvavischen Triasgesteine bedeckten damals noch die tirolischen Klausschichten der Klausalpe. Die Ausräumung dieses Kessels ist ein Werk der nachgosauischen Erosion; den genaueren Zeitpunkt können wir erst später bestimmen.

Westlich des Plankensteinplateaus senkt sich die Auflagerungsfläche der Gosauschichten an den Flexuren, beziehungsweise Brüchen der Veitenhütte von 1500 *m* auf 1200 *m* im Hintergrunde des Brieltales, an der unbedeutenden Brieltalverwerfung noch um weitere 30—50 *m* herab. Das zwischen den Brüchen der Veitenhütte und der Brieltalverwerfung gelegene Stück der vorgosauischen Landoberfläche liegt zwischen dem Taf. XVI, Fig. 1 abgebildeten Kontakt und dem gelb markierten Wege unterhalb der heutigen Landoberfläche; diese steigt also auf dieser 750 *m* langen Strecke um 200 *m* an, besitzt also ein etwa 15^0 gegen Norden geneigtes Gefälle. Nördlich und südlich dieses Flächenstückes liegt die vorgosauische Landoberfläche über dem heutigen Denudationsniveau, d. h. in der Luft. Wir können annehmen, daß sie sich nördlich des Talschlusses des Brieltales in gleich sanfter Weise wie südlich desselben gegen Norden hinabsenkte, so daß sie den Roßalpenbruch in etwa 950 *m* Seehöhe erreichte. Auch südlich des annähernd am gelb markierten Wege gelegenen Denudationsrandes braucht sie nur unwesentlich steiler gegen Süden angestiegen sein, da sie erst in $1^1/_2$ *km* Entfernung über dem Gipfel des Schwarzkogels (1856 *m*) gelegen sein mußte. Westlich der Brieltalverwerfung und östlich des Gosauschmiedbruches fällt die hier me st unter dem Denudationsniveau gelegene vorgosauische Landoberfläc he im allgemeinen flach gegen NW ab; erst an dem letztgenannten Bruch und jenseits desselben erfolgt ein Steilabsturz bis unter die Sohle des heutigen Gosautales.

Viel weniger genau sind wir über die Lage der vorgosauischen Landoberfläche nördlich des Roßalpenbruches unterrichtet. Der wichtigste Fixpunkt ist hier der Denudationsrest unterhalb des Plassengipfels mit 1870 *m* Höhe.

Ferner läßt sich aus dem Fallwinkel der Gosauschichten auf der Nordseite des Leutgebkogels in Profil I die Lage der vorgosauischen Landoberfläche annähernd mit 100 über dem Gipfel des Leutgebkogels, also mit rund 1350 *m* Seehöhe bestimmen. Zwischen Leutgebkogel und Roßalpenbruch muß die Landoberfläche, wenn derselbe Fallwinkel vorhanden war, bis über 1500 *m* angestiegen sein. Nördlich des Leutgeb- und Sulzkogels ist die vorgosauische Landoberfläche zu einer intensiven, OW streichenden Mulde verbogen (Profil I), deren Achse sich nach Osten heraushebt.

[1]) Am Wege von der Durchgangalpe zur Blaikenalpe findet man allerdings in 1300 *m* Höhe unterhalb der Gaiswände Blöcke von Gosauschichten, doch handelt es sich hier sicherlich nur um vom Plankensteinplateau abgestürzte Partien.

In den Teilen des Gebietes, wo Gosauschichten vollständig fehlen, in der Umgebung des Sulzkogels und der Schreyeralm, sind selbstverständlich auch keine positiven Anhaltspunkte für die Lage der vorgosauischen Landoberfläche vorhanden. Doch muß dieselbe natürlich in mehr oder minder großer Höhe über der heutigen, aus Trias bestehenden Landoberfläche gelegen gewesen sein. Die Isohypsen wurden daher hier im allgemeinen etwa 50—100 *m* über den heutigen Isohypsen gezogen, wobei sie aber selbstverständlich deren Einbuchtungen in den heute vorhandenen, jungen Erosionsgräben (Schreyergraben, Rettengraben) nicht folgen. Außerdem wurde bei der Konstruktion der Isohypsen der p. 142 beschriebenen Sprunghöhe und Horizontalverschiebung am Roßalpenbruche Rechnung getragen und daher nördlich dieses Bruches der dem nach Westen gerichteten Steilabsturze der Auflagerungsfläche der Gosauschichten des Plankensteinplateaus entsprechende Abfall um $1^1/_2$ *km* östlicher eingetragen.

Es ist selbstverständlich äußerst unwahrscheinlich, daß die vorgosauische Landoberfläche in ihrer ursprünglichen Lage eine glatte Ebene war; es spricht vielmehr die südlich des Roßalpenbruches im allgemeinen feinkörnige Beschaffenheit des Transgressionssedimentes der Gosau für eine flachwellige, die grobkörnigere Beschaffenheit desselben nördlich der genannten Verwerfung für eine stärker unebene Fläche. Eine genaue Rekonstruktion der vorgosauischen Orographie ist jedoch nicht möglich, da die heute vorliegende, auf Tafel XVII, Fig. 1 dargestellte, verbogene und zerbrochene Form dieser Landoberfläche, die Wirkung der von p. 139 bis p. 158 genau geschilderten nachgosauischen Gebirgsbildung, die ursprüngliche Lage der Fläche vollkommen verwischt hat. Wir können nur soviel sagen, daß vor Ablagerung der Gosauschichten die Gegend des heutigen Gosautales, des Passes Gschütt uud des Rußbachtales ein weites Talbecken, die Gegend des Löckenmoosberges und Plankensteinplateaus hingegen ein karrenbedecktes, 300—500 *m* höher gelegenes Hochplateau war, da in den beiden letztgenannten Gebieten die Transgression der Gosauschichten bedeutend später erfolgt als an den erstgenannten Punkten (p. 105).

Nach Ablagerung der Gosauschichten treten in einem nicht näher zu fixierenden, aber sich jedenfalls durch beträchtliche Zeiträume erstreckenden Zeitraume des älteren Tertiärs die p. 139 bis p. 158 geschilderten tektonischen Vorgänge ein. Gleichzeitig mit dem Einsetzen der Gebirgsbildung beginnt die Erosion den Wirkungen ersterer entgegenzuarbeiten; doch ist die Erosion zunächst nicht imstande, mit der Gebirgsbildung gleichen Schritt zu halten, diese bleibt siegreich und es entsteht neuerdings ein Gebirge. Erst nach Abflauen der Gebirgsbildung kann sich die nivellierende Tätigkeit der Erosion wieder zur Geltung bringen. Einen vorläufigen Stillstand erleidet die Erosion mit dem Erreichen der

2. altmiozänen Landoberfläche.

Diese neuerdings von G. Götzinger in den Kalkplateaus der Nordalpen studierte, eine Kuppenlandschaft bildende Landoberfläche ist in dem gewaltigen Plateau „Am Stein“ der östlichen Dachstein-

gruppe[1]) erhalten, die seit langer Zeit bekannten Augensteinablagerungen der Gjaidalpe und anderer Punkte des Dachsteinplateaus sind die Sedimente der auf dieser Fläche fließenden Flüsse. Auf Taf. XVII, Fig. 2 habe ich nun den Versuch gemacht, auch diese Fläche für die Plassengruppe zu rekonstruieren. Wir sind hier in einer wesentlich besseren Lage als bei der Rekonstruktion der vorgosauischen Landoberfläche; denn da die altmiozäne Landoberfläche wohl keine wesentlichen tektonischen Beeinflussungen mehr erfahren hat, obliegt uns hier nur die Aufgabe, die durch die Erosion seither entfernten Teile der Landoberfläche zu rekonstruieren, um nicht nur die heutige, sondern auch gleichzeitig die damalige Form der miocänen Landoberfläche zu erhalten. Selbstverständlich bezieht sich dies nicht auf die absolute Höhenlage der altmiocänen Landoberfläche, die uns völlig unbekannt ist. Jedoch scheint es mir nach A. Winkler[2]) wahrscheinlich zu sein, daß diese untermiocäne Landoberfläche in geringer Meereshöhe lag.

In prächtiger Weise ist die Grenze zwischen der reifen, altmiocänen Kuppenlandschaft und der jüngeren Erosionsform am Hierlatz zu sehen. Wie ein Blick auf die Alpenvereinskarte lehrt, ist die Grenze dieser beiden verschieden alten Erosionsformen am Zwölferkogel und Hierlatz durch die Koten 1845, 1774, 1852, 1484, 1575 und 1879 bezeichnet. In der Plassengruppe und deren Umgebung möchte ich folgende Flächenreste dieser altmiocänen Kuppenlandschaft zurechnen:

1. Die zwischen 1600 *m* und 1800 *m* hoch gelegene, flache SW-Abdachung des Moderecks und der Seekarwände. Der Uebergang in die unten anschließenden, jüngeren Trogwände des Gosautales liegt in 1500—1600 *m* Seehöhe.

2. Die Fläche des Hochauwaldes nördlich der Hoßwandalpe.

3. Das durchschnittlich 1550 *m* hoch gelegene Plankensteinplateau, das nur an der hohen Scheibe bis 1656 *m* ansteigt. Hier ist dieser altmiocäne Flächenrest in besonders prächtiger Weise erhalten und durch die allseits in Wänden abstürzenden Ränder äußerst scharf umgrenzt. Wie früher gezeigt wurde, entspricht das Plankensteinplateau auch im wesentlichen der vorgosauischen Landoberfläche; an der Wende von Oberkreide und Tertiär war dieses Flächenstück jedenfalls von einer mehrere hundert Meter mächtigen Gosauserie bedeckt, durch die darauffolgende Erosion wurde diese Gosauserie bis auf die spärlichen, heute noch vorhandenen Reste gänzlich entfernt, so daß die altmiocäne Landoberfläche hier fast vollständig mit der vorgosauischen zusammenfällt.

4. Der zwischen dem Plassengipfel (1953 *m*) und der 350 *m* nordöstlich gelegenen Hochmatt[3]) (1884 *m*) befindliche, kleine Plateaurest.

---

[1]) G. Götzinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitteil. der geogr. Gesellschaft in Wien 1913, p. 51.

[2]) A. Winkler, Ueber jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitteil. der Wiener geolog. Gesellschaft 1914, p. 297.

[3]) F. Simony, Das Dachsteingebiet, p. 27, Fig. 14.

5. Das schmale Plateau am Gipfel des Schneidkogels (1541 *m*)? Ob der letztgenannte Punkt wirklich noch ein Rest dieser Knppenlandschaft ist oder bereits tiefer liegt, betrachte ich als unsicher. Wenn man nun die zwischen diesen Flächenstücken ursprünglich gelegenen, nunmehr der Erosion verfallenen Partien der altmiocänen Landoberfläche rekonstruiert, so sieht man vor allem, daß diese, worauf auch G. Götzinger[1]) in den weiter östlich gelegenen Kalkplateaus aufmerksam macht, keine Ebene darstellt, sondern eine Kuppenlandschaft mit Höhenunterschieden bis zu 400 *m*. Insbesondere überragt der Plassen bereits im Gegensatze zur vorgosauischen Landoberfläche als isolierter Berg von einer relativen Höhe von 400 *m* das Plankensteinplateau. Jedenfalls aber besaß er keine so schroff abfallenden Wände wie heute, sondern die Gestalt einer gerundeten Kuppe. Insbesondere möchte ich glauben, daß die zwischen der Hohen Scheibe (1556 *m*) und dem Vorderplassen (1809 *m*) gelegene, heute von der niederen Scheibe und dem Strennhagsattel (Profil III) eingenommene Vertiefung erst von der jüngeren Erosion eingeschnitten wurde, und zwar derart, daß der Anstieg vom Plankensteinplateau zur Hohen Scheibe bereits den untersten Teil des Südwestgehänges des Plassen bildete.

3. Die Entstehung der Täler.

Ich halte es für wahrscheinlich, daß schon in dieser altmiocänen Kuppenlandschaft die heute vorhandenen Täler als flache Rinnen mit sanft geneigten Gehängen erkennbar waren. So ist zum Beispiel der mit der jungen senkrechten Hierlatzwand so scharf kontrastierende, sanfter geneigte Abhang vom Gipfel des vorderen Hierlatz (1933 *m*) zum Punkt 1852 als Südwestgehänge eines vielleicht 1400 *m* hoch gelegenen, altmiocänen Echerntales zu erkennen.

Die Täler sind nun durchwegs an solchen Stellen entstanden, welche durch tektonische Vorgänge dazu prädestiniert erscheinen. Es soll daher hier der Versuch gemacht werden, die tektonischen Ursachen der einzelnen, in der Plassengruppe auftretenden Täler festzustellen.

Das Echerntal ist sichtlich an die mächtige Echerntalverwerfung gebunden, welche vom Binderwirt bis Lahn der Echernwand entlang streicht (p. 145).

Die Schlucht des Waldbaches vom Waldbachstrub bis zur Klausalpe und der Blaikenbach folgen im wesentlichen der Plankensteinverwerfung (p. 135).

Das beim Rudolfsturm 350 *m* über dem Spiegel des Hallstätter Sees abbrechende Tal des Mühlbaches, welches die Berghäuser des Hallstätter Salzberges trägt, ist durch den Roßalpenbruch (p. 142) bedingt.

Das vordere Gosautal ist in seinem westöstlichen Verlaufe zwischen dem Brandwirt und dem Klaushof ein ausgesprochenes

---

[1]) G. Götzinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitteil. der k. k. geogr. Gesellschaft in Wien 1913, p. 42.

Synklinaltal, da es im Kern der auf Profil I dargestellten Gosaumulde liegt. In der WNW—OSO gerichteten Talstrecke beim Gosausteg ist das Gosautal neuerdings ein Synklinaltal, bedingt durch die auf Profil III und IV dargestellte Synklinale im tirolischen Dachsteinkalke. Für die übrigen Teile des vorderen Gosautales sind vielleicht gegenwärtig schwer nachweisbare Verwerfungen im Dachsteinkalk bestimmend gewesen.

Der Rettengraben ist durch den Rettengrabenbruch (p. 137) bedingt.

Der Schreyergraben ist im oberen Teile ein Synklinaltal (Profil III).

Das Brieltal ist durch die Brieltalverwerfung (p. 144), der Roßalpen- und Sattelgraben durch den Roßalpenbruch (p. 141) verursacht.

Am schwierigsten ist es, eine tektonische Ursache für die Bildung des tiefsten, heute vorhandenen Tales der Gegend, des Trauntales mit dem Hallstätter See, zu finden. Lorenz v. Liburnau[1]) weist mit Recht darauf hin, daß wir das Tal des Hallstätter Sees keineswegs als Synklinaltal auffassen können. Auch läßt sich nirgends mit Sicherheit eine Verwerfung nachweisen, welche der Längsachse des Sees folgt. Wir müssen daher wohl darauf verzichten, eine tektonische Ursache für das Trauntal anzuführen. Der eigenartige, bogenförmige Verlauf des zwischen Aussee und Steg in den Dachsteinkalk eingeschnittenen Trauntales deutet vielmehr darauf hin, daß wir es mit einem epigenetischen Durchbruchtale zu tun haben. Die Traun bildete sich offenbar unter der altmiocänen Landoberfläche als Höhlenfluß[2]).

4. Jungmiocäne oder pliocäne Talböden.

Nach Bildung der altmiocänen Landoberfläche beginnen sich infolge einer Hebung des Gebirges[3]), welche eine relative Tieferlegung der Erosionsbasis zur Folge hatte, die heute vorhandenen Täler einzuschneiden. Doch bald wurde diese Periode der Tiefenerosion wieder vorübergehend durch eine Zeit der Lateralerosion abgelöst, wie die in 1300—1500 *m* Höhe gelegenen Terrassenflächen[4]) sowie der in 1400—1500 *m* Höhe gelegene Ausgang der Dachsteinhöhlen beweisen. Nach G. Götzinger[5]) müssen die Dachsteinhöhlen jünger sein als die Bildung der Augensteinfelder, aber doch noch im Miocän entstanden sein; nach Krebs[6]) fällt ihre Entstehung ins Obermiocän oder Pliocän.

---

[1]) R. Lorenz v. Liburnau, Der Hallstätter See. Mitteil. der Geogr. Gesellschaft, Bd. XLI (1898).

[2]) E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. der Geol. R.-A., 1918, p. 130.

[3]) A. Winkler, Ueber jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitteil. der Wiener Geol. Gesellschaft, 1914, p. 298.

[4]) N. Krebs, Die Dachsteingruppe. Zeitschrift des Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins, 1915, p. 14.

[5]) G. Götzinger, Die Höhlen im Dachstein. Mitteil. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereines, 1913, p. 277.

[6]) N. Krebs, Die Dachsteingruppe, p. 14.

Solche obermiocäne oder pliocäne Talböden sind an verschiedenen Stellen der Plassengruppe zu beobachten, und zwar möchte ich da folgende Flächen nennen, die ich gleichfalls auf der morphologischen Karte der Plassengruppe (Taf. XVII, Fig. 2) eingetragen habe (schief schraffiert).

1. Das Echerntal besaß einen heute etwa 1200 *m* hoch liegenden Talboden, der sich in der breiten, terrassenartigen Fläche erhalten hat, welche die Lokalitäten „Dammtief, Hirschlacke, Durchgangalpe, Klausmoos, Blaickenalpe, Landneralpe und Ursprungkogel" trägt. Als Rand gegen die jüngere Erosionsform ist die scharf ausgeprägte Kante aufzufassen, welche durch die Punkte „Holzstube", 1228, 1268, *k* von Wickelleiten, Blaickenalm, Landnerkogel (p. 33), 1193, bezeichnet ist. Selbstverständlich hat diese Fläche später eine glaziale Ausgestaltung erfahren, durch welche erst die sie überhöhenden Steilwände des Plassen und des Plankensteinplateaus entstanden sind — aber im wesentlichen deuten sie doch die Lage des obermiocänen Talbodens an.

2. Das kleine Plateau des Ursprungkogels mit den Punkten 1366, 1350 und 1372.

3. Die 1400 *m* hoch liegende Mulde zwischen Blekarkogel und Karrwand, die sich in der Terrasse der Sattelalpe weiter nach Westen fortsetzt.

4. Die 1400—1450 *m* hoch gelegene, wellige Hochfläche zwischen Roß- und Schreyeralpe.

5. Die im Hintergrunde des Brieltales etwa 1300 *m* hoch gelegene Hochfläche zwischen Veitenhütte und Grabhütten ist ebenso ein alter Talboden des Brieltales, wie die oben beschriebene Fläche bei der Durchgangalpe, ein solcher des Echerntales.

Wenn man die Höhenlagen der einzelnen Denudationsreste sowohl der untermiocänen Landoberfläche als der jungtertiären Talböden in der Plassengruppe miteinander vergleicht, so sieht man, daß diese sich nicht überall völlig entsprechen.

So bemerkt man insbesondere, daß diese Flächenstücke in dem vom Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruch im SO, von der Roßalpenverwerfung im Norden begrenzten, dreieckigen Raume sowohl im Untermiocän als im Obermiocän oder Pliocän um durchschnittlich 200—300 *m* tiefer liegen als am Dachsteinplateau einerseits, in der nördlich der Roßalpenverwerfung gelegenen Partie der Plassengruppe anderseits.

Die altmiocäne Landoberfläche liegt am Dachsteinplateau in der Hochfläche „Am Stein" 1900—2000 *m*, am Hierlatz noch 1800—1900 *m*, am Plassengipfel 1800—1900 *m* hoch; hingegen am Plankenstein in 1550 *m*, am Plateau des Hochauwaldes in 1600—1700 *m* Seehöhe. Der jungmiocäne oder pliocäne Talboden liegt im Koppentale nach der Höhenlage der Ausgänge der Dachsteinriesenhöhlen in 1400—1500 *m* Seehöhe, desgleichen am Plateau zwischen Schreyer- und Roßalm und in der Mulde zwischen Blekarkogel und Karrwand, hingegen durchschnittlich 1200—1300 *m* hoch im Echerntale bei der Durchgang- und Blaickenalpe sowie im Brieltale bei der Veiten- und Katzhofhütte.

Daraus geht hervor, daß diese Scholle an den beiden obengenannten Verwerfungen noch im Pliocän abgesunken ist. Die Bildung der Verwerfungen begann jedoch sicherlich bereits früher; denn die sich aus der Höhenlage der zu beiden Seiten der Verwerfungen anstehenden Schichten ergebenden Sprunghöhen derselben (p. 142) sind wesentlich größer als diejenigen, welche sich durch Vergleichung der Höhenlage der Flächenstücke ableiten lassen. Besonders klar wird das jugendliche Alter der Schlaipfenmoos-Ebnerbergverwerfung, wenn man bedenkt, daß die Fläche des Hochauwaldes im Südosten von den mächtigen, durch diese Verwerfung verursachten Wänden des Gems- und Grünkogels begrenzt wird. Mit dem jugendlichen Alter dieser Verwerfungen steht ihre außerordentlich große, morphologische Frische im besten Einklange. Wir gewinnen so durch morphologische Erwägungen einen Anhaltspunkt, wie lange tektonische Vorgänge in der Plassengruppe angedauert haben.

5. Das Gosautal.

Das Gosautal zeigt einen prächtigen, wohl jüngeren, mit Moränen bedeckten, aber jedenfalls noch präglazialen 1000—1100 *m* hoch gelegenen Talboden, auf welchem im Westen des Tales die Falmberg- und Leutgebalm, im Osten desselben die Ebenalphütten und die Beereiblhütte liegen, und der auch in der Gestaltung des Gehänges westlich der Schleifsteinbrüche auf der Ressen deutlich hervortritt. Dieser Talboden setzt sich nun auffallenderweise nicht in den unterhalb des Dorfes Gosau gelegenen Teil des Gosautales fort; denn weder die Gehänge des Leutgeb-, Sulz- und Schreyerkogels, noch diejenigen des Grazenkogels und Kalmberges zeigen an der entsprechenden Stelle eine Gefällsknickung. Hingegen können wir die 900—1000 *m* hoch gelegenen Flächen von Horneck, Oberstöckl und Triebeneck auf diesen präglazialen Talboden beziehen [1]).

Daraus scheint hervorzugehen, daß das Gosautal vor der Eiszeit nicht zum Hallstätter See abfloß, sondern über den Paß Gschütt und das Rußbachtal zur Lammer. Es besaß nur einen der Synklinale des zwischen Brandwirt und Klaushof gelegenen Teiles des Gosautales folgenden, von Osten aus der Gegend des Rettengrabenkogels kommenden Zufluß, der sich in der Gegend des Brandwirtes mit dem Gosautale vereinigte.

Unabhängig von diesem westwärts gerichteten Bach im Gosautalstück Brandwirt—Klaushof floß im vorderen Gosautale unterhalb des Gosausteges ein Bach ostwärts, der bei der heutigen Gosaumühle ins Trauntal mündete.

Infolge der diluvialen Gletschererosion wurde die Erosionsbasis im Trauntale bedeutend tiefer gelegt als im Gosautale und infolgedessen — vermutlich in einer der ersten Interglazialzeiten — der westwärts fließende Bach des Gosautalstückes Klaushof—Brandwirt

---

[1]) E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verhandl. der Geol. R.-A., 1918, p. 137—140.

durch den ostwärts fließenden Bach des untersten Gosautales angezapft.

Dadurch erklärt sich leicht der Durchbruch des vorderen Gosautales durch den Dachsteinkalk.

6. Der präglaziale Talboden.

Nach A. Penck[1]) liegt im Trauntale in der Umgebung des Hallstätter Sees der präglaziale Talboden in einer Höhe von 800—900 *m* Höhe; die Erosion hat also in der Zeit, die seit der Bildung des obermiocänen oder pliocänen Talbodens vergangen ist, die Talböden im Flußgebiete der Traun um etwa 400 *m* tiefer gelegt.

Im Bereiche der Plassengruppe gehören diesem präglazialen Talboden an (auf Taf. XVII, Fig. 2 vertikal schraffiert):

1. Der weite Talkessel, der durch die Klausalpe (845 *m*) bezeichnet wird. Die Grenzen dieses Talbodens folgen etwa der Linie: Punkt 916 am Franz-Josefs-Reitweg—Waldbachursprung (913) — westlich der Klausalpe -- Punkt 935—Werkstatt. Von der Werkstatt steigt ein Seitental dieses Talbodens bis zum Schlaipfenmoos (1100 *m*) an. Die Mitterwand ragt über diesen Talboden empor.

Da dieser Kessel natürlich vom eiszeitlichen Gletscher erfüllt war, wie schon die mächtigen Grundmoränen, die ihn erfüllen (Profile V—VI), andeuten, mußte er durch die Glazialerosion beträchtlich umgestaltet werden, und kann daher nur mehr ganz im allgemeinen die Lage des präglazialen Talbodens erkennen lassen.

2. Das Tal des Mühlbaches, in welchem die Berghäuser des Hallstätter Salzberges liegen, und welches derzeit beim Rudolfsturm (865 *m*) scharf über dem erst durch die Glazialerosion des Traungletschers entstandenen, jüngeren Taltrog des Hallstätter Sees abbricht (Profile VIII, IX). Da dieses Tal jedenfalls von weit geringeren Eismassen erfüllt war als der Talkessel der Klausalpe, welche keine nennenswerte erosive Tätigkeit entfalten konnten, ist die präglaziale Form hier weit besser erhalten geblieben als dort.

3. Der bereits oben erwähnte, 1100 *m* hoch gelegene Talboden des mittleren Gosautales, von welchem nur der östliche, weniger deutliche Rand in den Bereich unserer Karte fällt.

Daß der präglaziale Talboden im Gosautale wesentlich höher liegt als im Traungebiete, ist bei der damals noch vorhandenen Unabhängigkeit beider Talgebiete voneinander sehr leicht erklärlich.

7. Die Glazialerosion.

Eine weitere Umgestaltung erfuhren die Täler durch die Erosion der Gletscher in den Glazial- und des fließenden Wassers in den Interglazialzeiten. Letztere wirkte im wesentlichen nur in die Tiefe und schuf Täler mit V-förmigem Querschnitt, erstere schnitt nicht nur in die Tiefe ein, sondern erweiterte gleichzeitig auch die Täler, so daß Trogtäler mit U-förmigem Querschnitt entstehen.

---

[1]) A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd., p. 312.

So hat zunächst nur eine Erweiterung ohne nennenswerte Vertiefung das oben erwähnte, präglaziale Tal der Klausalpe erfahren, denn dieses zeigt typische Trogform.

Als Trogwände desselben sind erkennbar:

1. Die Nordwand des Ursprungkogels[3]) oberhalb des Weges Waldbachursprung—Landneralpe.
2. Die Ostwand des Klauskögerls (Landnerkogels), die auch als Klauswand bezeichnet werden kann.
3. Die Felswand westlich des Scheiblingmooses.
4. Die Südwand des Klauskogels (1368 *m*).
5. Die Felswände und Steilabhänge des Solingerkogels unterhalb der 1100 *m* Isohypse.

Außerdem wurden in diese trogartig umgestalteten, präglazialen Täler tiefere Trogtäler eingeschnitten, bei denen nicht nur die Trogform, sondern auch die Höhenlage des Talbodens ein Werk der Glazialerosion ist.

Die glazialen Täler unseres Gebietes sind[4]):

1. Das vom Hallstätter See erfüllte Trauntal.
2. Das Echerntal vom Waldbachstrub und dem Nordostabhange der Mitterwand an.
3. Der mit einer Stufenmündung gegen das Echerntal abbrechende Trog des Dürrenbachtales.
4. Das Gosautal oberhalb des Klaushofes.
5. Das Brieltal.
6. Ein mit Moränen zugeschüttetes Seitental des Brieltales im Bereiche der Kropfalpe (Kropfblaikenalpe, p. 113).

Da in den genannten Tälern der durch die Glazialerosion geschaffene Felsboden nicht mehr offen zu Tage liegt, sondern mit diluvialem und alluvialem Sediment erfüllt ist, ist es nicht ohne weiteres möglich, den Betrag der glazialen Uebertiefung in diesen Tälern anzugeben. Doch kann folgendes festgestellt werden: 1. Der Seeboden des Hallstätter Sees wurde jedenfalls durch das rezente Bodensediment nicht sehr bedeutend erhöht, so daß wir bei Gleichsetzung des heutigen Seebodens mit dem glazialen Erosionsniveau keinen allzu großen Fehler begehen. Der Boden des Hallstätter Sees liegt nun gegenüber der Mündung des Mühlbaches in 380 *m*, der Rudolfsturm, bei welchem das präglaziale Mühlbachtal endigt, in 865 *m* Seehöhe, so daß sich als Betrag der glazialen Uebertiefung des Trauntales an dieser Stelle etwa 500 *m* ergeben. 2. Dieselbe Zahl gilt wohl auch für das Echerntal, das ja nichts anderes ist als ein zugeschütteter Teil des Hallstätter Sees. 3. Im Dürrenbachtal liegt am Ausgange der durch die Glazialerosion geschaffene Felsboden in 780 *m*, der Rand des präglazialen Talbodens an der Mitterwand in 900 *m*, so daß wir eine Uebertiefung von 120 *m* vor uns haben. 4. Das mittlere Gosautal oberhalb des Klaushofes war sicherlich in

---

[3]) Siehe Alpenvereinskarte!
[4]) Auf Taf. IV, Fig. 2 horizontal schraffiert.

postglazialer Zeit von einem langgestreckten See erfüllt, dessen Sediment eine beträchtliche Erhöhung des durch die Glazialerosion geschaffenen Talbodens bewirkte. Wenn wir annehmen, daß in der Gegend der Brandmühle die Mächtigkeit der postglazialen und alluvialen Sedimente etwa 100 *m* beträgt, so erhalten wir für diesen Teil des Gosautales eine glaziale Uebertiefung von 500 *m*, also denselben Betrag wie für das Trauntal bei Hallstatt. 5. Auch im Brielgraben ist besonders oberhalb des Roßalpenbruches der durch die Glazialerosion geschaffene Talboden durch postglazialen Schutt erhöht. 6. Das Brieltal besaß im Diluvium am rechten Ufer einen vielleicht ebenso tief wie das Haupttal eingeschnittenen Seitengraben, der unterhalb der „blauen" und „roten" Wand [1]) entsprang und sich unterhalb der vorderen Brielalpe mit dem Haupttale vereinigte: Wie bereits an anderer Stelle (p. 135) erwähnt wurde, war damals wohl der beide Quelltäler des Brielgrabens trennende Rücken der Kaunwände, ein scharfer, beiderseits mit Felswänden abfallender Grat; bei der postglazialen Erosion jedoch wurde nur aus dem linken Quellgraben, dem heutigen oberen Brielgraben, die Moräne entfernt, aus rechtem jedoch nicht, so daß letzterer heute orographisch gar nicht mehr als Graben erkennbar ist. Er wird nur von einem ganz seicht in die Moräne eingeschnittenen, höchst unscheinbaren Wasserlauf durchzogen.

Sämtliche dieser glazialen Täler zeigen typische Trogform. Es ist klar, daß der U-förmige Querschnitt bei den in den Dachsteinkalk eingeschnittenen Tälern deutlicher ist als bei dem in den weichen Gosauschichten eingesenkten mittleren Gosautale; doch ist die U-Form auch hier deutlich, nur konvergieren die beiden Schenkel des U hier stärker als im Dachsteinkalk. Der Trog des Brielgrabens ist der geringen Bedeutung des Grabens entsprechend aber doch unverkennbar.

Die Plassengruppe lag nicht nur während der eigentlichen Eiszeiten zum größten Teil unter den Eismassen des diluvialen Dachsteingletschers verborgen, sondern auch noch während des Bühl-Stadiums. Wie bereits an anderer Stelle (p. 133) ausgeführt wurde, gehört wohl die in 1200 *m* Höhe am Ostfuße des Plassen erhaltene Ufermoräne dem Traungletscher des Bühlstadiums an. Während des Gschnitzstadiums, dessen Endmoränen im Goiserner Becken [2]) liegen, erfüllte der Traungletscher wohl nur mehr das glaziale Trogtal, die Wanne des Hallstätter Sees fungierte als Zungenbecken — der weitaus größte Teil der Plassengruppe ragte bereits über das Eis empor. Hingegen trug der Plassengipfel an der Nordwest-, Nordnordost- und Ostseite (Eisgrube) noch kleine Lokalgletscher, wie die daselbst vorhandenen, kleinen Kare bezeugen. Da nach Penck [3]) die Schneegrenze im Daunstadium bereits 2000 *m* hoch lag, blieb damals sogar der Plassengipfel bereits unter der Schneegrenze und konnte daher keine Gletscher mehr tragen.

---

[1]) Siehe Alpenvereinskarte.
[2]) A. Penck u. E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, I. Band, p. 367.
[3]) A. Penck u. E. Brückner, l. c., p. 369.

8. Die postglaziale Umgestaltung der Formen.

Mit Erreichung des durch die Glazialerosion geschaffenen Talbodens stehen wir bereits auf der untersten Stufe der, wie wir gesehen haben, besonders im Echerntale außerordentlich deutlich entwickelten Taltreppe im Sinne Hilbers[1]). Im postglazialen Diluvium und im Alluvium wurden die Täler im Bereiche unserer Gebirgsgruppe nicht mehr vertieft, sondern im Gegenteil der Talboden durch Akkumulation erhöht. Die postglaziale Erosion beschränkt sich darauf, schluchtartige Gräben in die Seitenwände der glazialen Tröge einzuschneiden. Zu diesen postglazialen Erosionsrinnen gehört unter anderen die Schlucht des Waldbaches beim Waldbachstrub, die „Höll" genannte Schlucht des Mühlbaches nördlich des Rudolfsturmes, der Steingraben an der Ostseite der Steingrabenschneid, der Rettengraben, der Schreyergraben unterhalb der Schreyeralm, das schluchtartige Stück des Roßalpengrabens unterhalb der Roßalpe.

Viel wichtiger als die postglaziale Erosion ist die postglaziale Sedimentation.

Nach Rückzug der Gletscher füllten sich die durch die Glazialerosion geschaffenen Wannen mit Wasser, es entstehen der Hallstätter See, der ursprünglich auch den größten Teil des Echerntales einnahm, und der See des mittleren Gosautales. Nun begann die Zuschüttung dieser beiden Seen durch folgende drei gleichzeitig tätige Faktoren:

1. die vom Hauptbach herbeigetragenen Talalluvionen,
2. die durch die Seitengräben gelieferten Schuttkegel und
3. die von den Talgehängen abgestürzten Schutthalden.

Von diesen drei Faktoren arbeiten die unter 2 angeführten Schuttkegel weitaus am raschesten; es bilden sich zunächst in den See vorspringende Deltas, wie es der Schuttkegel des Mühlbaches, auf dem der größte Teil des Marktes Hallstatt liegt, und der Schuttkegel des Gosaubaches, der die Gosaumühle trägt, zeigen; später wird der See durch die das gegenüberliegende Ufer erreichende Spitze des Deltas in zwei Teile gespalten werden; endlich bleibt nur mehr die vom Hauptfluß durchflossene Rinne übrig, die durch die von beiden Seiten vorspringenden Schuttkegel abwechselnd auf die linke und rechte Talseite gedrängt wird. In diesem Stadium befindet sich bereits das Seebecken des mittleren Gosautales unterhalb des Brandwirtes: Der Schuttkegel des Hofergrabens (Sattelgrabens) zwingt den Bach zu einer nach links konvexen Kurve, die vereinigten Schuttkegel des Tiefen-, Edl-, Kreuz- und Färbergrabens drängen ihn wieder nach rechts[2]), der mächtige, sehr regelmäßige Schuttkegel des Brielgrabens drückt ihn wiederum ganz an das linke Ufer des Tales an, derjenige des Bärenbaches abermals an das rechte, die vereinigten Schuttkegel des Schreyer- und Rettengrabens endlich wieder an das linke Ufer. Neben diesen von den Seitengräben

[1]) V. Hilber, Taltreppe, Graz 1912.
[2]) Der heutige, geradlinige Verlauf des Gosaubaches an dieser Stelle besteht erst seit der künstlichen Regulierung desselben.

gelieferten Schuttkegeln spielen die vom Gosaubache selbst herbeigetragenen, eigentlichen Talalluvionen nur eine sehr geringe Rolle. Anders ist die Zuschüttung des Sees im Echerntale erfolgt. Da der Waldbach mit Ausnahme des Dürrenbaches und des äußerst wasserarmen Spraterbaches keine Zuflüsse erhält, fehlen eigentliche Schuttkegel; die Zuschüttung vollzieht sich teils durch die Talalluvionen des Hauptbaches (unterer, ebener Teil des Echerntales, der die Ortschaft Lahn trägt), zum größten Teil aber durch die von der Echernwand und der Hierlatzwand gelieferten Schutthalden.

Schutthalden aber kamen nicht nur auf den jüngsten Talböden, sondern auch auf den dieselben umsäumenden älteren Talböden zur Ablagerung. Wie bereits p. 95 erwähnt wurde, neigt insbesondere der Plassenkalk des Plassen infolge seiner starken Klüftung, seiner in Steilwänden die ganze Umgebung hoch überragenden Stellung und nicht zuletzt infolge seiner labilen, aus Haselgebirge gebildeten Unterlage sehr stark zum Steinschlag und zur Bildung von Schutthalden. Doch gelangen höchstens sehr vereinzelte Stücke dieser mächtigen Schuttmassen bis ins Tal herab, das meiste bleibt in 1200—1600 *m* Höhe liegen, und zwar im Nordwesten, Nordnordosten und Osten auf den Böden der oben beschriebenen, glazialen Kare, im Süden jedoch auf dem p. 172 beschriebenen, obermiocänen oder pliocänen Talboden des Echerntales, hier in sehr großer Ausdehnung die Aufschlüsse älteren Gesteines verhüllend (Profil IV), was für die Erkenntnis der schwierigen Tektonik dieser Gegend sehr von Nachteil ist.

Die in diesem Abschnitt dargestellten geologischen Faktoren sind die letzten, die den Formenschatz, den heute die Plassengruppe bietet, entscheidend beeinflußt haben, und sie sind auch in der Gegenwart noch rastlos tätig in der Verfolgung ihres Zieles, der Erniedrigung und Einebnung des Gebirges.

VII. Anhang.

A. Versuch einer geologischen Prognose für die weitere Fortführung des Hallstätter Salzbergbaues.

Die Frage, wie lange der Hallstätter Salzbergbau noch rentabel bleiben wird und in welcher Richtung sich die weiteren Aufschlüsse werden bewegen müssen, hängt im wesentlichen von den Vermutungen ab, die wir auf Grund der geologischen Aufnahmen an der Erdoberfläche und der bisher gemachten Grubenbeobachtungen über

1. die Ausdehnung des derzeit in Abbau befindlichen Salzstockes,
2. über das eventuelle Vorhandensein weiterer abbauwürdiger Salzstöcke in der Plassengruppe

aufstellen können.

1. Die Ausdehnung des Hallstätter Salzstockes.

Vor allem sei hier zunächst darauf aufmerksam gemacht, daß ein Salzstock, besonders in einem so außerordentlich intensiv gestörten

Gebirge, wie es der Hallstätter Salzberg ist, ein in seiner Ausdehnung und Form derart unberechenbares und von unzähligen, jeder Beobachtung entrückten Umständen abhängiges Gebilde ist, daß eine geologische Prognose hier unvergleichlich unsicherer ist als bei einer flözartigen Lagerstätte oder auch bei einem Erzgang. Es sollen daher die folgenden Angaben über die mutmaßliche Ausdehnung des Hallstätter Salzstockes nur als ein gänzlich hypothetischer Versuch aufgefaßt werden, der im besten Falle in gröbster Annäherung das Richtige treffen kann.

Wenn man auch nach der älteren tektonischen Auffassung, die im Hallstätter Haselgebirge ein autochthones Gebilde, und zwar entweder einen Antiklinalkern (Sueß[1]), Aigner[2]) oder einen Horst (Mojsisovics[3]) sieht, selbstverständlich nicht annehmen konnte, daß sich das Haselgebirge in die „ewige Teufe" fortsetzte, sondern in mehr oder minder großer Tiefe zunächst von Werfener Schiefern unterlagert werde, die nun ihrerseits wieder auf paläozoischen oder archäischen Gesteinen aufruhen, so sind doch durch die Erkenntnis, daß das Haselgebirge einer dem Dachsteinkalke der Dachsteingruppe aufsitzenden Deckscholle angehört, die Aussichten für eine große Ausdehnung des Hallstätter Salzlagers ganz gewaltig gesunken. Denn nach der älteren Auffassung konnte man annehmen, daß sich das Haselgebirge, wenn auch zum Teil in sehr großen und praktisch nicht in Betracht kommenden Tiefen unter der gesamten Dachsteinkalkplatte des Dachsteingebirges[4]) ausbreite. Nach der hier vertretenen, und wie sich aus den Ausführungen im tektonischen Teile (p. 117) ergibt, sehr gut begründeten Auffassung jedoch wäre es im besten Falle möglich, daß das Haselgebirge die gesamte juvavische Deckscholle unterlagert und daher höchstens einen Flächenraum von 19·2 km^2 bedeckt. Dazu käme allerdings noch der Teil der Deckscholle, der westlich des oberen Brieltales und des Gosautales unterhalb der Gosauschichten verborgen liegt.

Doch wird der theoretisch mögliche Umfang des Salzlagers in der Natur sicherlich nicht annähernd erreicht. Das geht aus folgenden Beobachtungen hervor: Wäre nämlich die gesamte Deckscholle tatsächlich von Haselgebirge unterlagert, so müßte dieses an deren Umfang überall hervorquellen. Tatsächlich beobachten wir dies nur an vier Stellen: bei der Werkstatt[5]), am Fuße des Klauskogels, bei der Sattelalpe[6]) und an der Nordseite des Sulzkogels (Profil II); an allen übrigen Stellen des Umfanges der Deckscholle treten Werfener Schiefer oder jüngere Gesteine (meist anisischer Dolomit) als liegendstes Schichtglied der Deckscholle auf.

[1]) E. Sueß und F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Sitzber. der Akad., XXV (1857), Taf. III.

[2]) A. Aigner, Der Salzbergbau in den österreichischen Alpen. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. Bd. 40 (1892).

[3]) E. v. Mojsisovics, Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. Bau und Bild Oesterreich-Ungarns, p. 391.

[4]) O. v. Buschmann, Das Salz. I. Bd., p. 219., Z. 10 von unten.

[5]) E. Kittl, Exkursionsführer, p. 72.

[6]) O. v. Buschmann, Das Salz. I. Bd., p. 244.

Aber auch an den Stellen des Umfanges der Deckscholle, wo Haselgebirge erscheint, tritt dieses in einer so außerordentlich geringmächtigen Schicht auf, daß wir sagen können, daß das praktisch in Betracht kommende Haselgebirge ausschließlich auf das Ekzem beschränkt ist.

Welchen Umfang besitzt nun das Ekzem? Wie p. 152 gezeigt wurde, wurde das Ekzem durch den Roßalpenbruch hervorgerufen; es wird daher eine langgestreckte Form besitzen, deren längste Dimension durch die Streichungsrichtung des Roßalpenbruches gebildet wird, daher sich von Ost gegen West erstreckt. Das östliche Ende des Ekzems liegt nun beim Rudolfsturm, das westliche Ende hingegen in der Gegend des „Sauern Wassers“ unterhalb der Roßalpe. Daß das Salzlager in dieser Gegend längstens sein westliches Ende erreicht, geht daraus hervor, daß bei der niederen Maxenhütte und im Brieltale der anisische Dolomit unmittelbar durch Werfener Schiefer unterlagert wird. Das Salzlager besitzt also eine Länge von höchstens 6 *km*.

Die Breite desselben wechselt im Verlaufe der Längserstreckung desselben außerordentlich stark. Vom Rudolfsturm bis zum Mundloch des Josefstollens besitzt der Salzstock an der Oberfläche eine Breite von nur 150 *m* (Profil VIII), gegen die Tiefe zu dürfte diese Breite noch abnehmen. Vom Josefstollen an schwillt die Breite des Salzstockes rasch an, um im Profile der 5. Querparallele (Plenerkehr) an der Oberfläche eine Breite von 1 *km* (Profil VI), im Franz-Josefs-Horizont eine solche von 800 *m* zu erreichen. Noch weiter gegen Westen ist die Oberfläche des Salzstockes nicht mehr aufgeschlossen, da sie unter dem Plassenkalke des Plassen verborgen liegt. Doch haben die Grubenaufschlüsse, die gegenwärtig bereits ein beträchtliches Stück über den Meridian des Plassengipfels nach Westen fortgeführt wurden, ergeben, daß sich die Breite des Salzstockes wieder verschmälert, im Profile des Plassen (Profil IV) dürfte sie den Betrag von 700—800 *m* erreicht haben.

Für die Beurteilung der Breite des Ekzemes in der Umgebung der Roßalpe wurden vor allem die beiden im Jahre 1911 vorgenommenen, nur wenig westlich der Profillinie III angesetzten Bohrungen von Bedeutung. Diese Bohrungen haben die folgenden Profile ergeben, welche mir Herr Hofrat K. Schraml in Linz in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellte:

Südliche Bohrung:

0 — 24 *m* .... Gehängeschutt mit gelbem Lehm [1]),
24 — 86·7 „ .... grauschwarzer Mergel, von weißen, bis 1 *cm* starken Kalkadern durchzogen (Liasfleckenmergel),
86·7— 99·8 „ .... Anhydrit, ausgelaugtes Haselgebirge mit Gips,
99·8—103 „ .... harter, grauer Kalk mit dunklen Flecken (Liasfleckenmergel).

[1]) In diesem sind die p. 112 beschriebenen Tertiärkonglomerate als Gerölle enthalten.

Nördliche Bohrung:

0— 2 *m*.......	Schutt,
2— 68 „	ausgelaugtes, gipsreiches Haselgebirge,
68— 71 „	roter und weißer Kalk (offenbar blockförmiger Einschluß von Hallstätter Kalk im Haselgebirge),
71— 76 „	ausgelaugtes, gipsreiches Haselgebirge,
76— 90 „	„Zlambachkalk“ (wohl Liasfleckenmergel der Sulzkogelmasse, am Tage in dem Wiesentälchen zwischen der Bohrung und dem Sulzkogel aufgeschlossen), in mehrfachem Wechsel mit schwarzem Schieferton und Haselgebirgsspuren,
90—106 „	roter Kalk (offenbar der am Ostrande des Sulzkogels aufgeschlossene norische Hallstätter Kalk der Sulzkogelmasse)[1].

Aus diesen Angaben geht hervor, daß beide Bohrungen nahe am Kontakte des Haselgebirges mit dem südlich, beziehungsweise nördlich anschließenden Nebengesteine angesetzt sind. Die südliche Bohrung liegt fast genau an dem im allgemeinen saiger verlaufenden Kontakt gegen die Liasfleckenmergelzone des Strennhags (vgl. p. 88 und Profil III), die nördliche bezeichnet die Grenze gegen die Liasfleckenmergel- und Hallstätter Kalkzone der Sulzkogelmasse (Gleitbrett I, vgl. p. 130 und Profil III). Da nun die beiden Bohrpunkte, deren Lage auf der geologischen Karte verzeichnet ist, in meridionaler Richtung etwa 300 *m* voneinander entfernt sind, können wir daher auch als Beite des Ekzemes bei der Roßalpe den Betrag von 300—350 *m* annehmen. Von der Roßalpe bis zum „Sauern Wasser“ scheint das Haselgebirge (Profil II) gänzlich auszuspitzen. Die Haselgebirgsmasse bedeckt also einen Flächenraum von etwa $2\frac{1}{2}$—3 km^2. Doch sei ausdrücklich bemerkt, daß hier auch das ausgelaugte Haselgebirge, welches das Salz führende in einer Breite von durchschnittlich 150 *m* umgibt (p. 55), dazugerechnet wird. Dieser breite Mantel von ausgelaugtem Haselgebirge bewirkt auch, daß schmälere Partien des Ekzemes, wie z. B. diejenige westlich des Rudolfsturmes, auch in ihrem Kern kein Salz führen. Dasselbe dürfte auch bei dem Haselgebirgsstreifen westlich der Roßalpe der Fall sein. Tatsächlich wurde bei den nächst der Roßalpe angesetzten Bohrungen nur ausgelaugtes Haselgebirge angetroffen.

Wenn wir überall einen 150 *m* breiten Mantel von ausgelaugtem Haselgebirge annehmen, würde sich der Flächenraum, den der eigentliche Salzstock einnimmt, auf etwa $1\frac{1}{4}$—$1\frac{1}{2}$ km^2 reduzieren. Hiervon wären rund zwei Drittel bereits bergmännisch aufgeschlossen.

Wie weit erstreckt sich nun der Salzkörper in die Tiefe? Da die juvavische Deckscholle der Plassengruppe nicht flach dem tirolischen Dachsteinkalk aufsitzt, sondern zu einer tiefen Mulde verbogen und an Verwerfungen versenkt ist, dürfte die Haselgebirgsmasse im

---

[1]) Siehe p. 88. Das aus diesem Bohrprofil ersichtliche Uebergreifen der Haselgebirgsmasse über das Gleitbrett des Sulzkogels (I) ist in Profil III zur Darstellung gebracht.

zentralen Teil des Ekzemes bis in recht beträchtliche Tiefen hinabreichen, welche selbstverständlich nicht unmittelbar zu bestimmen sind. Doch möchte ich folgendes vermuten. Wie p. 155 gezeigt wurde, fällt nach den Beobachtungen von A. Hořinek[1]) der Kontakt zwischen dem Haselgebirge und dem tirolischen Dachsteinkalk im Franz-Josef-Stollen 45° gegen Westen ein, der Ausbiß des Kontaktes am Tage hinter dem Rudolfsturm zeigt jedoch, daß sich diese Kontaktfläche gegen oben steiler stellt. Wenn wir nun umgekehrt annehmen, daß sich der Fallwinkel der Kontaktfläche unterhalb des Franz-Josef-Horizontes in gleichmäßiger Weise weiter ermäßigt, so können wir annehmen, daß die Sohle des Haselgebirges unterhalb des Mundloches des Josef-Stollens etwa in 500 *m* Seehöhe liegt (Profil IX). In zweifellos viel bedeutenderer Tiefe liegt die Basis des Haselgebirges westlich des Schlaipfenmoos-Ebnerbergbruches, an welchem, wie p. 145 gezeigt wurde, der Westflügel um 250 *m* abgesenkt wurde. Wir können daher für die Region westlich dieses Bruches, etwa das Profil der Bilinskikehr, die Sohle des Haselgebirges in etwa 250 *m* Seehöhe verlegen (Profil VII). Das Haselgebirge würde also im Falle des Zutreffens dieser Annahme in dieser Region etwa 250 *m* unter den Spiegel des Hallstätter Sees hinabreichen. Von hier an gegen Westen dürfte die Sohle der Haselgebirgsmasse wieder allmählich ansteigen, um endlich unterhalb des „Sauern Wassers" die Seehöhe von 900 *m* zu erreichen (Profil II).

Als Ergebnis dieser — wie hier nochmals betont werden soll — äußerst hypothetischen Schätzung der Ausdehnung des Hallstätter Salzstockes möchte ich hier die Vermutung aussprechen, daß man bei der Fortführung des Bergbaues in der Richtung gegen die Roßalpe bis nahe an dieselbe, also durch etwa $1^1/_4$—$1^1/_2$ *km*, noch salzreiches Haselgebirge antreffen dürfte, bevor man in ausgelaugtere Partien desselben eintritt, die bis in die Gegend des „Sauern Wassers" reichen. Querschläge von der Blaschkekehr würden vermutlich sowohl gegen Norden als gegen Süden sehr bald die Salzgrenze anfahren, und zwar dürfte sich der Salzkörper gegen Westen allmählich verschmälern. Diese Verschmälerung des Salzkörpers gegen Westen zeigt besonders deutlich die Aufschlüsse der 9. Querparallele im Franz-Josef-Horizont (etwa 150 *m* westlich des Profiles V), bei welcher nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Oberbergkommissärs O. Schmidt bereits 286 *m* südlich der Hauptschachtricht die südliche Salzgrenze, 297 *m* von derselben Liasfleckenmergel angetroffen wurde. Da anderseits die Hauptschachtricht hier bereits außerhalb der nördlichen Salzgrenze liegt, hat der eigentliche Salzkörper hier keine größere Breite mehr als 250—300 *m*.

Oberhalb des Maria-Theresienhorizontes dürfte das salzführende Haselgebirge, sich gegen oben immer mehr verschmälernd, vielleicht noch bis 1000—1150 *m* emporreichen, jedoch nur unmittelbar am Roßalpenbruch, der dem Südfuß des Plassen folgt, also etwa 100—200 *m* südlicher als der Verlauf der Blaschkekehr; denn weiter im Norden wird gewiß schon in viel geringerer Höhe zunächst die Salzgrenze

[1]) A. Hořinek, l. c. Verh. der Geol. R.-A., 1870, p. 77.

und ein Stück höher die eingesunkene Plassenkalkmasse erreicht (Profil IV, V, IX). Allerdings ist es nach den bisherigen Erfahrungen sehr wahrscheinlich, daß sich diese höheren Partien des Haselgebirges als sehr salzarm erweisen und nur größere Mengen von Anhydrit führen wird.

Ein nicht unbeträchtlicher Teil des Salzlagers liegt jedenfalls auch unterhalb des Franz-Josef-Horizontes. Zur Aufschließung desselben wäre es meiner Ansicht nach geraten, aus der Gegend des Binderwirtes (aber westlich der Verwerfungen des Spraterbaches!) in etwa 600 *m* Seehöhe gegen Nord einen Stollen vorzutreiben. Doch wäre es vorher unbedingt nötig, vom Franz-Josef-Horizont aus etwa in der Gegend der 3. oder 7. Querparallele[1]) einen Schacht bis in 500 *m* Seehöhe hinab anzusetzen, um das tatsächliche Hinabreichen des Haselgebirges in die Tiefe zu konstatieren. Da der „zentralen Einlagerung“ entsprechende, fremde Gesteinskörper unterhalb des Franz-Josef-Horizontes jedenfalls häufiger auftreten als in den höheren Horizonten, wäre selbst nach Erreichen eines solchen fremden Gesteines die Bohrung nicht aufzugeben, sondern so lange fortzusetzen, bis man einigermaßen die Gewißheit hat, daß der tatsächliche Untergrund des Salzlagers erreicht ist und nicht vielleicht nur ein allseits im Haselgebirge schwimmender Block vorliegt. Sollte eine solche Bohrung den Erweis erbringen, daß das Haselgebirge westlich des Schlaipfenmoos - Ebnerbergbruches tatsächlich bis in das Niveau des Hallstätter Seespiegels hinabreicht, so möchte ich noch darauf aufmerksam machen, daß auch in diesem Falle die Salzgrenze in dem vom Binderwirt aus vorgetriebenen Stollen schwerlich vor der Roßalpenverwerfung, das heißt $1^1/_2$ *km* vom Eingang entfernt, angetroffen werden dürfte. Anderseits aber wären bei Erreichung der juvavischen Schubfläche (etwa 800—1000 *m* vom Eingang entfernt) Wassereinbrüche in den Stollen zu befürchten.

2. Das Vorhandensein weiterer abbauwürdiger Salzstöcke

außerhalb des Salzbergekzems an der Basis der juvavischen Deckscholle ist äußerst unwahrscheinlich. Denn wenn auch an einzelnen Stellen dieser Schubfläche Spuren von Haselgebirge nachgewiesen wurden (zum Beispiel Sattelalpe, Werkstatt), so handelt es sich hier jedenfalls um so geringmächtige Massen, daß wahrscheinlich das eventuell hier vorhanden gewesene Salz gänzlich der Auflösung, beziehungsweise der Abwanderung in das benachbarte Salzbergekzem verfallen ist. Auch diese Frage würde übrigens der in der Gegend des Binderwirtes angesetzte Stollen einer Lösung näherführen, da er ja die an der Werkstatt zutage tretende Haselgebirgsmasse an der Basis der juvavischen Deckscholle (800—1000 *m* vom Eingang entfernt) anfahren müßte.

Schließlich wäre noch die Frage zu erörtern, ob auch außerhalb der juvavischen Schubfläche das Vorkommen von Salzmassen möglich wäre. Hier käme nur die Basis der tirolischen Serie in Betracht. Da

[1]) Der dazwischen liegende Teil des Franz-Josef-Stollens eignet sich hierzu nicht wegen der „zentralen Einlagerung“.

jedoch dort, wo diese Basis tatsächlich zu beobachten ist, das heißt am Arikogel bei Steg, die Werfener Schiefer nicht mit Haselgebirge in Verbindung stehen, ist auch das Auftreten desselben an der Basis der tirolischen Serie der Dachsteingruppe nicht wahrscheinlich. Außerdem ist zu bedenken, daß diese Basis unterhalb der Hierlatzwand in etwa 200 *m* unter dem Meeresspiegel unterhalb des Hallstätter Salzberges aber noch 1200—1500 *m* tiefer gelegen ist, also in praktisch gänzlich unerreichbaren Tiefen.

Daraus geht hervor, daß in der Plassengruppe keine Hoffnung besteht, außerhalb des bereits in Abbau befindlichen Salzstockes auf ein nennenswertes Steinsalzlager zu stoßen und auch dieser schon mindestens zur Hälfte aufgeschlossen ist.

B. Paläontologische Bemerkungen.

Nautilus Hallstattensis n. sp.

Taf. XVIII (V), Fig. 1 *a*, *b*.

Maße:	*a*	*b*	*c*
Durchmesser	110 *mm*	77 *mm*	60 *mm*
Höhe des Umganges in % des Durchmessers	66%	64%	62%
Breite des Umganges in % des Durchmessers	58%	67%	70%
Nabelweite	3%?	3%?	2%?

Die Form liegt in den roten Mittelliasmergeln der Lokalität „Zwischen den Kögeln" in einem sehr gut erhaltenen Steinkern eines vollständig ausgewachsenen Exemplars vor, welches sämtliche (oder fast sämtliche) Luftkammern zeigt, die das Tier im Leben besessen hatte, so daß gerade nur die Wohnkammer fehlt. Dies ergibt sich daraus, daß die letzte Luftkammer nur etwa ein Drittel so breit ist wie die vorhergehenden [1]).

Sämtliche oben angegebenen Messungen wurden an dem einzigen vorliegenden Stücke ausgeführt, und zwar bedeuten:

a . . . die Maße des letzten Umganges des vollständigen (nur der Wohnkammer beraubten) Luftkammerexemplars

c . . . die Maße des vorletzten Umganges

b . . . die Maße, welche zu dem zwischen *a* und *c* gelegenen und auf beide normal stehenden Durchmesser gehören.

Die Umgänge sind vollständig gerundet, ohne jede Kantenbildung. Die Flanken sind leicht abgeflacht, ohne jedoch vollständig eben zu werden und konvergieren gegen die Externseite. Die größte Breite der Umgänge liegt unmittelbar oberhalb des Nabels. Wie aus den obigen Maßangaben *b* und *c* hervorgeht, wird die Höhe der Umgänge von der Breite derselben im allgemeinen um einen ganz geringen Betrag übertroffen; die Dimensionen *a* zeigen jedoch, daß unmittelbar vor Erreichung des erwachsenen Zustandes die Umgänge plötzlich

[1]) J. v. Pia, Untersuchungen über die liassischen Nautiloidea (Beiträge zur Paläontologie u. Geologie Oesterreich-Ungarns u. des Orients. Bd. XXVII, p. 38).

derart rasch in die Höhe wachsen, daß die Umgangshöhe größer wird als die Breite und dadurch die Gehäuse eine schlankere und hochmündigere Gestalt bekommen. Der Abfall zum Nabel ist ebenso wei der übrige Umriß vollkommen gerundet.

Der Nabel selbst ist gegenwärtig vollkommen geschlossen. Doch läßt das Gehäuse in der Richtung von links oben nach rechts unten eine leichte Zusammendrückung erkennen, welche sich darin äußert, daß die Außenwand des vorletzten Umganges gegenüber derjenigen des letzten um etwa 3 *mm* eingedrückt wurde. Durch diesen Vorgang wurde auch der ursprünglich am Steinkerne vorhandene offene Nabel gänzlich geschlossen. Doch muß der Steinkern auch vor dem Eintritt der Deformation einen außerordentlich engen Nabel besessen haben, der den Betrag von 3% nicht überschritten haben konnte. Die Schale dürfte gänzlich ungenabelt gewesen sein.

Der letzte Umgang zeigt 18 Luftkammern. Die Lobenlinie zeigt am Nabel einen leichten Sattel, dann folgt der die ganze Flanke überspannende, sehr flache Laterallobus. Externlobus fehlt; auch ein Internlobus ist nicht vorhanden.

Der Sipho ist ziemlich groß, kreisrund und liegt sehr tief ($e:i = 7:3$, auf der letzten Scheidewand sogar $e:i = 10:3$)[1].

Da die Schale vollkommen fehlt, ist die Oberflächenskulptur unbekannt; der Steinkern ist vollständig glatt und skulpturlos.

Die vorliegende Form stimmt mit keiner der in J. v. Pias prächtiger Monographie[2]) dargestellten liasischen Nautiliden vollständig überein und ist daher als eine neue Art zu bezeichnen. Die Form der Umgänge gleicht fast vollkommen derjenigen bei *Nautilus simillimus Foord* u. *Crick*[3]) und *Nautilus Paretoi Gemm*[4]); auch zeigen beide Arten einen sehr engen, wenn auch nicht so engen Nabel wie die vorliegende Form. Doch unterscheidet sich ersterer *Nautilus* von *Nautilus Hallstattensis* durch das Vorhandensein eines Internlobus auf den inneren Umgängen und die bedeutend höhere Lage des Siphos, letzterer ebenfalls durch das Vorhandensein eines Internlobus und die wesentlich anders gestaltete Lobenlinie. Eine ähnliche Umgangsform und Lage des Siphos zeigt ferner *Nautilus julianus Fuc.*[5]); doch unterscheidet sich diese Art durch gewölbtere Flanken, das Vorhandensein eines Externlobus, den weiteren Nabel und vielleicht auch durch die viel geringere Größe.

Zahl der untersuchten Exemplare: 1.

Fundort: Mittellias „Zwischen den Kögeln“.

---

[1]) J. v. Pia, l. c., p. 21.

[2]) J. v. Pia, Untersuchungen über die liasischen Nautiloidea, II. Vergleichende Uebersicht der liasischen Nautiloidea. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns und des Orients, Bd. XXVII (1914), p. 34–86, Taf. VIII—X.

[3]) J. v. Pia, l. c. p. 53, Taf. VIII, Fig. 9.

[4]) J. v. Pia, l. c. p. 63, Taf. VIII, Fig. 12.

[5]) J. v. Pia, l. c. p. 63, Taf. VIII, Fig. 8.

Nautilus Geyeri Prinz.

Taf. XVIII (V), Fig. 2 *a*, *b*.

1893 *Nautilus inornatus* p. p. Geyer, Die mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinter-Schafberges. Abhandl. der Geol. R.-A. 15, Taf. 9, Fig. 5.

1906 *Nautilus Geyeri*. J. Prinz, Die Nautiliden in der unteren Jura-Periode. Annales Musei nationalis Hungarici 4, p. 215.

1914 *Nautilus Geyeri*. J. v. Pia, Untersuchungen über die liasischen Nautiloidea, Beitr zur Pal. und Geol. Oest.-Ung. und des Orients, Bd. XXVII, p. 73. Taf. VIII, Fig. 18.

Maße:

Durchmesser[1]	54 *mm*
Höhe des letzten Umganges in % des Durchmessers	50%
Breite „ „ „ „ „ „ „	65%
Nabelweite „ „ „ „	17%

In den roten Mittelliasmergeln der Lokalität „Zwischen den Kögeln“ liegt der Steinkern eines mit einem Teile der Wohnkammer erhaltenen, völlig erwachsenen *Nautilus* vor, der in seinen Dimensionen sehr gut mit dem von Geyer als *Nautilus inornatus* aus der Mittelliasfauna des Schafberges beschriebenen und auf Taf. 9, Fig. 5 abgebildeten Stück übereinstimmt, das aber von J. Prinz und J. v. Pia mit Recht von den übrigen, zweifellos zum echten *Nautilus inornatus d'Orb.* gehörigen Formen abgetrennt und als *Nautilus Geyeri* beschrieben wurde. Ich glaube die Identifizierung der vorliegenden Form mit der von Geyer beschriebenen um so eher durchführen zu können, als letztere aus der Mittelliasfauna des Schafberges stammt, welche auch sonst so viele mit der vorliegenden Fauna übereinstimmende Formen aufweist.

Da sich nun aus den Beschreibungen bei Pia und Prinz ergibt, daß bei *Nautilus Geyeri* die Beschaffenheit der Lobenlinie und die Lage des Siphos bisher unbekannt war, das vorliegende Stück jedoch beide Merkmale gut erkennen läßt, dürfte es nicht ohne Nutzen sein, an dieser Stelle die Form nochmals zu beschreiben und abzubilden.

Der Umriß der Windungen zeigt eine sehr gleichmäßig gerundete Wölbung. Die Breite der Umgänge ist etwas größer als deren Höhe. Die größte Breite liegt unterhalb der Mitte. Die senkrechte Nabelwand ist von den Flanken durch eine gerundete Kante getrennt. Der Nabel selbst ist von mittlerer Breite und sehr tief eingesenkt.

Der letzte Umgang zeigt 19 Luftkammern, von welchen die letzte, wie so häufig (siehe die vorhergehende Form) eine geringere Breite erlangt als die vorhergehenden. Die Lobenlinie bildet an der Nabelkante einen sehr seichten Sattel, hierauf einen recht ausgesprochenen Laterallobus, der jedoch nicht die Tiefe desjenigen von *Nautilus inornatus* erreicht. Ein sehr flacher Externlobus ist vorhanden, ein Internlobus hingegen fehlt.

Die Sipho ist kreisrund und liegt etwas oberhalb der Mitte ($e:i = 6:7$).

[1]) des der Wohnkammer beraubten Exemplares.

Ein unbedeutender Unterschied gegenüber Geyers Fig. 5 *b* liegt in der etwas stärkeren Rundung der Nabelkante bei der vorliegenden Form; dieser Unterschied ist vielleicht darauf zurückzuführen, daß in der Schafbergfauna ein Schalenexemplar, hier nur Steinkerne vorliegen. Ein weiterer Unterschied, auf welchen mich Freund Pia aufmerksam machte, scheint darin begründet zu sein, daß bei der Taf. XVIII, Fig. 2 *a* abgebildeten Form die größte Breite des Querschnittes etwas tiefer liegt als bei Geyers Fig. 5 *b*; doch ist auch dieser Unterschied meiner Ansicht nach viel zu geringfügig, um eine Abtrennung zu rechtfertigen, und zwar besonders deshalb, weil sich ein anderes sonst übereinstimmendes Stück in dieser Hinsicht noch näher an Geyers Form anschließt. *Nautilus striatus Sow.*, der eine ähnliche Rundung der Umgänge, einen annähernd gleichweiten Nabel und eine übereinstimmende Lage des Siphos zeigt, unterscheidet sich durch geringere Breite und vor allem durch das Vorhandensein eines Internlobus.

Zahl der untersuchten Exemplare: 2.

Fundort: Mittellias „Zwischen den Kögeln“.

Harpoceras (*Arieticeras*) *nitescens Young* und *Bird var. Horzineki Mojs.*

Taf. XVIII (V), Fig. 3 *a*, *b*; 4 *a*, *b*.

1868 *Ammonites Horzineki* Mojsisovics, Ueber Versteinerungen des mittleren Lias vom Hallstätter Salzberg. Verhandl. der Geol. R.-A., p. 11 (Nr. 8).

1876 *Harpoceras Algovianum*, R. Tate und J. F. Blake, The Yorkshire Lias p. 302, Taf. VIII, Fig. 1.

Maße.

Durchmesser	53 *mm*	46 *mm*
Höhe des letzten Umganges in % des Durchmessers	30%	33%
Breite „ „ „ „ % „ „	21%	22%
Nabelweite des letzten Umganges in % des Durchmessers	45%	41%

E. v. Mojsisovics hat die vorliegenden Stücke bereits an der oben angeführten Stelle nach dem Entdecker der Schichten benannt und auch kurz charakterisiert; da sich aber nirgends eine ausführliche Beschreibung und eine Abbildung dieser Form findet, soll beides an dieser Stelle nachgetragen werden.

Das Gehäuse besteht aus sich nur sehr wenig umhüllenden Umgängen, welche eine bedeutend größere Höhe als Breite besitzen; da die stark abgeplatteten Flanken mit kurzer Wölbung in den schmalen Externteil und in den niedrigen Abfall zum Nabel übergehen, besitzt der Querschnitt die Gestalt eines Rechteckes mit abgerundeten Ecken.

Der Nabel ist weit und seicht.

Die Externseite ist mit einem sehr schmalen, scharfen Kiel versehen, der beiderseits von schmalen Kielbändern begleitet ist. Zur Ausbildung eigentlicher Kielfurchen scheint es nicht zu kommen; leider ist infolge einer leichten Verdrückung der Stücke der Charakter der Externseite nicht mit Sicherheit erkennbar.

Die Zahl der Rippen auf einem Umgang beträgt bei einem Durchmesser von etwa 50 *cm* 21 bis 22. Die Rippen sind schmäler

als ihre Zwischenräume; dabei aber überaus kräftig, jedoch stumpf und in gleichmäßiger Rundung in die Zwischenräume übergehend. Sie zeigen einen nur undeutlich S-förmigen Verlauf und bleiben — ähnlich wie bei *Arieticeras retrorsicosta* — etwas hinter der Radialrichtung zurück. An der Externkante endigen sie mit knotenartigen Verdickungen.

Die Lobenlinie konnte nur auf der Strecke zwischen dem Externsattel und der Naht freigelegt werden; sie läßt, wie alle Formen dieser Gruppe, einen sehr tiefen 1. Laterallobus erkennen, der in 3 steile Spitzen ausläuft und auch mit seitlichen Spitzen versehen ist. Der 2. Laterallobus ist viel kleiner, aber auch in mehreren Spitzen endigend, außerdem ist noch ein Auxiliarlobus vorhanden. Der 1. Lateralsattel ist durch einen kleinen Sekundärlobus symmetrisch geteilt.

Die vorliegende Form muß infolge ihres weiten Nabels und der nur sehr undeutlich S-förmig gekrümmten Rippen zur Gattung *Arieticeras* gestellt werden. Die Lobenlinie ist allerdings stärker gezackt als bei den meisten Formen von *Arieticeras*, ist aber eine echte Harpocerenlinie und nähert sich mehr derjenigen bei der Untergattung *Grammoceras*.

Die vorliegende Form stimmt völlig mit der von Tate und Blake aus der Margaritatuszone von Yorkshire unter dem Namen *Harpoceras Algovianum* beschriebenen und auf Taf. VIII, Fig. 1 abgebildeten Art überein. Wie jedoch E. Haug[1]) gezeigt hat, ist die bei Tate und Blake abgebildete Form von *Harpoceras Algovianum Oppel* verschieden und nur mit dem von Young und Bird[2]) beschriebenen, aber nicht abgebildeten *Ammonites nitescens* identisch. Eine Abbildung des Originalexemplares von *Ammonites nitescens* Young und Bird bringt erst S. S. Buckman[3]); ein Vergleich der vorliegenden Form mit dem Typus von *Harpoceras* (*Arieticeras*) *nitescens* bei Buckman läßt Uebereinstimmung in allen wesentlichen Merkmalen erkennen: Der Windungsquerschnitt, die Nabelweite, die Beschaffenheit der Externseite zeigt keine Unterschiede; kein *Arieticeras* außer der vorliegenden und der englischen Form zeigt so grobe, weit voneinander abstehende Rippen; auch die Lobenlinie ist fast völlig übereinstimmend ausgebildet. Der einzige Unterschied, den sowohl die vorliegende Form als die von Tate und Blake abgebildete gegenüber dem Typus bei Buckman erkennen läßt, ist das Zurückbleiben der Rippen hinter der Radialrichtung, so daß eine Abtrennung als Varietät wohl gerechtfertigt erscheint. Eine Abtrennung als neue Art hingegen scheint mir nicht berechtigt zu sein, da sich dieses Merkmal als sehr variabel erweist. Fig. 4 zeigt es zum Beispiel in geringerem Maße als Fig. 3, und selbst auf demselben Stück ist diese Rückbiegung der Rippen in verschiedenen Altersstadien nicht gleich stark.

---

[1]) E. Haug, Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Neues Jahrb. für Mineral. etc., III. Beil.-Bd. (1885), p. 631.

[2]) Young und Bird, Geological Survey of the Yorkshire Coast, 2nd edition, Whitby 1828, p. 257.

[3]) S. S. Buckman, Yorkshire type Ammonites (1913), Nr. 74, Taf. LXXIV.

E. Haug und in noch schärferer Weise O. Haas[1]) sind dafür eingetreten, daß *Ammonites nitescens* überhaupt nicht zu *Harpoceras* gehöre. Dies ist sehr gut verständlich, da beide Autoren Buckmans Abbildung noch nicht kannten und sich in erster Linie auf Wrights[2]) Abbildungen stützten. Nun zeigt aber die von Wright abgebildete Form — insbesondere in der Lobenlinie — Merkmale, welche eine Einreihung derselben bei *Harpoceras* tatsächlich unmöglich macht; man kann daher annehmen, daß sowohl die von Wright als *Harpoceras nitescens* als das von O. Haas[3]) als *Acanthopleuroceras af. nitescens* beschriebene Form mit *Ammonites nitescens* nicht identisch sind und wohl tatsächlich zu *Acanthopleuroceras* gehören.

Arieticeras Algovianum Opp. und *Arieticeras retrorsicosta Opp.*, mit welchem Mojsisovics die vorliegende Form vergleicht sowie sämtliche anderen Arten von *Arieticeras* unterscheiden sich von *Arieticeras nitescens* durch die größere Zahl und geringere Stärke der Rippen; *Arieticeras Algovianum* besitzt 35—40 Rippen auf einem Umgang, *Arieticeras retrorsicosta* etwa ebensoviel.

Zahl der untersuchten Exemplare: 3.

Fundort: Mittellias der Dammhöhe.

Inhaltsverzeichnis.

[1]) O. Haas, Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol. Beiträge zur Paläont. und Geol. Oest.-Ung. und des Orients, Bd. XXVI (1913), p. 53.

[2]) T. Wright, Monographie of the Lias Ammonites of the British Islands, Palaeontographical Society 1882, Taf. XLIX, Fig. 2—7.

[3]) O. Haas, l. c., p. 52; Taf. II, Fig. 7; Taf. VII, Fig. 16.

V. Tektonischer Teil.

VI. Morphologischer Teil.

VII. Anhang.

Nachträge zur Dibranchiatenfauna der Hallstätter Kalke.

Von Prof. Dr. C. Diener.

(Mit einer Tafel, Nr. XIX.)

Die interessanten Ergebnisse, die die Beobachtungen J. Wanners und E. v. Bülows an einem außerordentlich reichen Material triadischer *Aulacoceratidae* aus Niederländisch-Indien geliefert hatten, legten mir den Wunsch nach einer Untersuchung der Dibranchiaten aus den alpinen Hallstätter Kalken nahe, die seit dem Abschluß der klassischen Monographie von E. v. Mojsisovics im Jahre 1902 zustande gebracht worden waren. Das Material aus zwei großen Sammlungen stand mir für solche Untersuchungen zur Verfügung, jenes aus der prachtvollen Privatsammlung des Herrn Dr. A. Heinrich in Bischofshofen, der unsere Erfahrungen über die Hallstätter Kalke des Salzkammergutes in den letzten Jahren durch einige wichtige Mitteilungen bereichert hat, und jenes in der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Hofmuseums in Wien, das durch deren ehemaligen Direktor E. Kittl insbesondere in den Jahren 1908 und 1909 durch Ankauf von dem bekannten Sammler Rastl in Steg erworben worden war. Die bisher unbeschriebenen Dibranchiaten aus Kittls Aufsammlungen stammen ausnahmslos aus den karnischen Hallstätter Kalken des Feuerkogels am Röthelstein bei Aussee (*Subbullatus*-Zone).

Sowohl Herrn Dr. A. Heinrich als dem gegenwärtigen Leiter der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Hofmuseums Professor Dr. F. X. Schaffer bin ich für die liebenswürdige Ueberlassung des Materials zu Dank verpflichtet. Ohne auf die von E. v. Mojsisovics bereits ausführlich beschriebenen Arten einzugehen, begnüge ich mich an dieser Stelle mit der Beschreibung der neuen oder bisher nur ungenügend bekannten Spezies wie *Aulacoceras sulcatum Hau.*

Einige allgemeine Ergebnisse aus meinen Untersuchungen, die die Beziehungen zwischen *Aulacoceras*, *Asteroconites* und *Dictyoconites* betreffen, habe ich in einer besonderen Abhandlung in den Sitzungsberichten der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien veröffentlicht. Manche Angaben in jener Publikation müssen hier der Vollständigkeit halber wiederholt werden.

Die hier zur Beschreibung gelangenden Arten gehören sämtlich der triadischen Belemnitenfamilie der *Aulacoceratidae Mojs.* an.

Gen. Aulacoceras Hau. — Asteroconites Tell.

Dem Gattungsnamen *Aulacoceras* ist in der paläontologischen Literatur ein außerordentlich wechselvolles Geschick zuteil geworden. Der von F. v. Hauer selbst als solcher bezeichnete Typus der Gattung *Aulacoceras sulcatum Hau.* repräsentiert einen triadischen Belemniten mit einem langen, kräftig skulpturierten Rostrum, aber schon F. v. Hauer[1]) vereinigte in dem neuen, von ihm im Jahre 1860 aufgestellten Genus zugleich Formen mit zarter berippten Rostren und Phragmokonen, wie *A. reticulatum Hau.*, und mit glatter Schale, wie *A. alveolare Quenst.* und *A. convergens Hau.*

E. v. Mojsisovics[2]) akzeptierte in seiner Monographie des Belemnitidengeschlechtes *Aulacoceras* im Jahre 1871 die Gattung in dem weiten, von F. v. Hauer gesteckten Umfang, indem er fast alle damals bekannten Triasbelemniten in derselben einschloß. Auch bei A. v. Dittmar[3]) und W. Branca[4]) umfaßt das Genus *Aulacoceras* in der ursprünglichen Fassung F. v. Hauers mehrere Typen triadischer Belemniten, die untereinander nicht unerheblich abweichen.

Den ersten entschiedenen Fortschritt bahnte E. v. Mojsisovics[5]) im Jahre 1882 an, indem er die glattschaligen von den skulpturierten Formen abtrennte und ihnen den Namen *Atractites* beließ, den C. Gümbel für eine derselben schon im Jahre 1861 in Vorschlag gebracht hatte[6]).

Im Jahre 1885 erfolgte die Aufstellung eines dritten Genus *Asteroconites* durch F. Teller[7]) für das Fragment eines kräftig berippten, aus radialen Leisten zusammengesetzten Rostrums mit Resten eines berippten Phragmokons. Leider war der Typus dieses Genus, *Asteroconites radiolaris* aus der Obertrias von Oberseeland in Kärnten, durch noch dürftigere Reste vertreten als *Aulacoceras sulcatum*, der Typus der Gattung *Aulacoceras* v. Hauers.

Im Jahre 1902 zerlegte E. v. Mojsisovics[8]) das Genus *Aulacoceras* in die beiden Gattungen *Aulacoceras s. s.* und *Dictyoconites Mojs.* Durch die neue Definition des letzteren wurden alle bis dahin bei *Aulacoceras* belassenen Triasbelemniten mit alleiniger Ausnahme des Gattungstypus *A. sulcatum* in die beiden Gruppen der *Dictyoconites*

---

[1]) F. v. Hauer, Nachträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. Sitzber. d. kais. Akad. der Wiss. Wien, XLI, 1860, p. 115, 116.

[2]) E. v. Mojsisovics, Ueber das Belemnitidengeschlecht *Aulacoceras*. Jahrb. der Geol. R.-A., XXI, 1871, p. 41.

[3]) A. v. Dittmar, Zur Fauna der Hallstätter Kalke. Geognost.-Paläontol. Beiträge von Benecke etc. I., 1866, p. 350.

[4]) W. Branca. Beobachtungen an *Aulacoceras*. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch., XXXII., 1880, p. 401.

[5]) E. v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. Abhandl. der Geol. R.-A., X., 1892, p. 295.

[6]) C. W. Gümbel, Geognost. Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. 1861, p. 475.

[7]) F. Teller, Fossilführende Horizonte in der oberen Trias der Sannthaler Alpen. Verhandl. der Geol. R.-A., 1885, p. 360.

[8]) E. v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. der Geol. R.-A., VI/1. Supplement, 1902, p. 177.

laeves (*Actinoconites* Steinmann) und *D. striati* verwiesen. *Aulacoceras* und *Dictyoconites* sind durch diese Neuordnung der triadischen Belemnitiden im Jahre 1902 sehr ungleichwertige Gattungen geworden. Während die erstere ursprünglich nahezu sämtliche Belemniten der Trias umfaßte, erscheint sie nunmehr auf eine einzige Spezies beschränkt [1]), wofern man nicht geneigt ist, das nur ganz ungenügend bekannte *Aulacoceras Carlottense* Whiteaves (On some fossils from the Triassic rocks of British Columbia. Contributions Canadian Palaeontology, I. Geol. Survey of Canada, Montreal 1889, p. 149, Pl. XIX. fig. 6) derselben ebenfalls zuzuweisen [2]).

Als Merkmale, die für die Trennung der beiden Genera *Aulacoceras* und *Dictyoconites* maßgebend sind, werden von E. v. Mojsisovics die verschiedene Lage des Sipho im Phragmokon (dorsal bei *Aulacoceras* nach F. v. Hauer, ventral bei *Dictyoconites*) und die aus massiven Längsrippen gebildete, von zwei tiefen Lateralrinnen unterbrochene Skulptur der Rostra bei *Aulacoceras* angegeben. An der Trennung der beiden einander näher verwandten und durch die gleiche Skulptur der Rostra ausgezeichneten Gattungen *Aulacoceras* und *Asteroconites* hält E. v. Mojsisovics fest und begründet dieselbe mit der lamellösstrahligen Struktur und der symmetrischen Teilung des Rostrums durch die Lateralrinnen bei *Asteroconites*.

Einen erheblichen Zuwachs an Arten erfuhr das Genus *Aulacoceras* in der neuen, engen Fassung durch Gemmellaros Monographie der Triascephalopoden Siziliens. In dieser Monographie werden Reste von Rostren mit teilweise darin eingeschlossenen Phragmokonen von drei spezifisch bestimmten Arten beschrieben, während eine vierte unbenannt geblieben ist. Daß Gemmellaros sizilianische Arten wirklich zu *Aulacoceras* gehören, kann wohl kaum bezweifelt werden, doch haben seine Beschreibungen unsere Erfahrungen über die Gattungsmerkmale dieses interessanten Belemnitengenus nach keiner Richtung hin erweitert [3]).

Der größte Fortschritt in unserer Kenntnis von *Aulacoceras* und *Asteroconites* knüpft an die Bearbeitung der prachtvollen Sammlungen an, die G. Boehm und J. Wanner aus den Triasablagerungen des Malayischen Archipels nach Europa gebracht haben. Im Jahre 1907 konnte J. Wanner [4]) in seiner Beschreibung des *Asteroconites savuticus Boehm* die Uebereinstimmung in der Lage des Sipho mit *Aulacoceras* zeigen. Daß dieser Sipho ventral — nicht wie F. v. Hauer angenommen hatte, dorsal — liege, wies er vier Jahre später für *Aulacoceras*

---

[1]) Die Aufzählung des *A. inducens Braun* bei *Aulacoceras* in meinem Katalog der Triascephalopoden (Berlin, Junk, 1915, p. 22) ist als irrtümlich zu berichtigen. Die Spezies gehört in die Gruppe der *Dictyoconites striati*.

[2]) So bezieht sich zum Beispiel keine einzige von Brancas „Beobachtungen an *Aulacoceras*“ (1880) auf ein echtes *Aulacoceras*.

[3]) G. Gemmellaro, I cefalopodi del Trias superiore della regione occidentale della Sicilia. Palermo, 1904, p. 306.

[4]) J. Wanner, Triaspetrefakten der Molukken und des Timorarchipels. Neues Jahrb. für Mineral. etc., Beilage-Bd. XXIV. 1907, p. 213, Taf. X, Fig. 4, XI. Fig. 2.

(*Asteroconites*) *timorense*[1]) nach. Zugleich deutete er die Möglichkeit einer Identität der beiden Genera *Aulacoceras* und *Asteroconites* an.

Eine zusammenfassende Monographie der obertriadischen Belemniten von Timor verdanken wir E. v. Bülow[2]), der das reiche, von Wanner und Molengraaf auf ihren Expeditionen in Niederländisch-Timor gesammelte Material an Aulacoceratiden einer sorgfältigen Bearbeitung unterzog. Das letztere vermittelte unvergleichlich bessere und vollständigere Aufschlüsse als alle bis dahin bekannten Reste von *Aulacoceras* und *Asteroconites* aus der alpinen und sizilianischen Trias.

E. v. Bülow vereinigt *Aulacoceras Hau.* und *Asteroconites Tell.* und gibt für die erstere Gattung die folgende Diagnose, die jene von E. v. Mojsisovics aus dem Jahre 1902 in einigen wesentlichen Punkten teils ergänzt, teils berichtigt:

„Rostrum lang, gerade, keulenförmig, unten in einen Endstachel ausgezogen, mit sehr starken, geradlinigen Längsrippen, die etwas oberhalb des Endstachels beginnen und sich bis zum oberen Ende heraufziehen. Von der Spitze an verläuft auf jeder Seite eine starke Längsfurche zum oberen Rande des Rostrums. Diese ist am oberen Ende zumeist etwas weniger scharf abgegrenzt als am unteren. Der Phragmokon ist lang und besitzt einen sehr kleinen Oeffnungswinkel (5°—12°). Scheidewände sehr weit abstehend, Sipho hart randlich, ventral, in den oberen Partien auf seine ganze Länge verkalkt.“

Der schon von Wanner erbrachte Nachweis einer ventralen Lage des Sipho, des Auftretens von Längsrippen auf der Konothek des Phragmokons, der nach E. v. Bülows Meinung die generische Unterscheidung zwischen *Aulacoceras* und *Asteroconites* hinfällig macht, die interessanten Beobachtungen über die Beziehungen der Längsrippen zu den tiefen ventralen Senkungsfurchen der Asymptotenregion und zu den dorsalen Asymptotenfurchen, die echte Gefäßfurchen darstellen, über die Fiederstruktur des Rostrums in der Asymptotenebene und über die Veränderungen in der Gestalt der Rostra bei zunehmendem Wachstum haben ein neues Licht auf die Organisation der *Aulacoceratidae* geworfen und so tiefgreifende Unterschiede zwischen den letzteren und den Belemniten des Lias und Oberjura aufgezeigt, daß O. Abel[3]) sich veranlaßt sah, den jurassischen Belemniten eine von den Aulacoceratiden verschiedene Herkunft zuzuschreiben.

Weniger glücklich war E. v. Bülow in der Vereinigung der indonesischen Formen, die sich um *Aulacoceras timorense* gruppieren, mit dem alpinen *Aulacoceras sulcatum Hau.* Ich hoffe zeigen zu können, daß zwischen beiden ausreichende Unterschiede bestehen, um die Aufrechthaltung des *A. timorense Wann.* als einer selbständigen Spezies zu begründen, auch wenn man die noch keineswegs völlig außer Zweifel stehende generische Identität von *Aulacoceras* und *Asteroconites* anzuerkennen bereit sein sollte.

---

[1]) J. Wanner, Triascephalopoden von Timor u. Rotti. Neues Jahrb. für Mineral. etc., Beilage-Bd. XXXII. 1911, p. 192, Taf. VI, Fig. 4, 5.

[2]) E. v. Bülow, Orthoceren und Belemniten der Trias von Timor. Paläontologie von Timor Herausgeg. v. J. Wanner, IV. Lieferg., Stuttgart, 1915, p. 16—40.

[3]) O. Abel, Paläobiologie der Cephalopoden aus der Gruppe der Dibranchiaten. Jena, 1916, p. 131.

Ebensowenig kann ich die Zuweisung eines isolierten Phragmokons aus den karnischen Hallstätter Kalken des Feuerkogels zu *Aulacoceras sulcatum* durch E. v. Bülow[1]) für gerechtfertigt erachten. In der Beschreibung des *Dictyoconites Kittlii* werde ich Gründe geltend machen, die mir für eine Zugehörigkeit jenes Phragmokons zur Gruppe der *Dictyoconites striati* zu sprechen scheinen.

Diesen einleitenden Bemerkungen über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis der Gattungen *Aulacoceras* und *Asteroconites* lasse ich zunächst eine Beschreibung des seit dem Jahre 1902 gefundenen und mir zugänglich gewordenen Materials an Vertretern beider Genera aus der alpinen Trias folgen. Obschon an Reichtum und Schönheit der Erhaltung mit jenem aus der timoresischen Trias kaum zu vergleichen, vervollständigt es doch unsere Erfahrungen in einer nicht zu unterschätzenden Weise. Vor allem ermöglicht es eine Klarstellung der Beziehungen des echten *Aulacoceras sulcatum Hau.* zu *Asteroconites radiolaris Tell.* und *Aulacoceras timorense Wann.*

Aulacoceras sulcatum v. Hauer.

Taf. XIX, Fig. 4.

1860. *Aulacoceras sulcatum* F. v. Hauer, Nachträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna der Hallstätter Schichten. Sitzungsber. der kais. Akad. Wissensch. Wien, XLI, p. 117, Taf. I, Fig. 1.

1871. *Aulacoceras sulcatum* E. v. Mojsisovics, Ueber das Belemnitidengeschlecht *Aulacoceras*. Jahrb. der Geol. R.-A.-XXI, p. 49.

1902. *Aulacoceras sulcatum* E. v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abhandl. der Geol. R.-A. VI/1, Supplement, p. 178, Taf. XIII, Fig. 1—4.

Diese oft zitierte Art ist ohne Zweifel außerordentlich selten. E. v. Mojsisovics war bei seiner Beschreibung ausschließlich auf das gleiche dürftige Material angewiesen, das schon 1860 der Diagnose F. v. Hauers zugrunde lag. Auch ich kann nur ein einziges Stück eines Rostrums aus der Sammlung des Herrn Dr. A. Heinrich mit Sicherheit zu derselben stellen. Es stammt aus der *Aonoides*-Zone des Feuerkogels am Röthelstein, aus Hallstätter Kalken der julischen Unterstufe, mithin dem gleichen Niveau, dem auch v. Hauers Originalstücke angehören.

Das vorliegende und hier zur Abbildung gebrachte Fragment besitzt eine Länge von 56 *mm* und gehört der Spitzenregion eines Rostrums an. Doch ist die Spitze selbst abgebrochen. Der Durchmesser des fast kreisrunden Querschnittes am oberen Ende beträgt 20 *mm*. Die Oberfläche ist stark abgerieben, immerhin ist die ursprüngliche Längsrippung mit voller Deutlichkeit erkennbar. Die Zahl der Längsrippen mag 34 bis 38 betragen haben. Sicher läßt sich dieselbe nicht feststellen, da die zarteren Nebenrippen in den lateralen Hauptrinnen nur noch in einzelnen Spuren hervortreten.

Die beiden Lateralrinnen sind tief eingesenkt und stehen einander so genau gegenüber, daß sie den Querschnitt des Rostrums

---

[1]) E. v. Bülow, Ueber ein Phragmokon von *Aulacoceras sulcatum Hau.* aus der alpinen Trias. Centralblatt für Mineral. etc., 1916, p. 91—94.

in zwei fast symmetrische Teile zerlegen. Auch an F. v. Hauers Originalstück fallen diese beiden lateralen Hauptrinnen fast genau mit den Endpunkten eines Durchmessers durch den Querschnitt des Rostrums zusammen, doch springt bei diesem der eine Halbbogen erheblich über den anderen vor. Der kürzere Halbbogen ist jener, dem im Phragmokon die Lage des Siphos entspricht. Bei unserem Rostrum hingegen ist der Unterschied in der Ausladung der beiden Halbbogen nur ganz gering, kaum so stark wie bei Tellers Originalexemplar von *Asteroconites radiolaris.* Indessen gilt dieses Merkmal bei unserem Exemplar nur für den Querschnitt am oberen Ende des Rostrums. Prüft man die Querschnittverhältnisse in der Nähe der Spitze, so findet man, daß zwar auch hier die Lateralrinnen beiläufig an die Endpunkte eines Durchmessers zu stehen kommen, daß aber hier der eine der beiden durch jene Rinnen abgegrenzten Halbbögen erheblich gegen den anderen vorspringt.

Der Querschnitt am oberen Ende des Rostrums läßt noch keine Spur der Anwesenheit eines Phragmokons erkennen. In der dichten Gesteinsmasse zeigt sich auch keinerlei Andeutung einer radial-faserigen oder lamellösen Struktur des Rostrums, wie sie für *Asteroconites* charakteristisch ist.

Es erscheint immerhin auffallend, daß über eine solche Struktur an keinem der sicher bestimmbaren alpinen Exemplare des *A. sulcatum* bisher Beobachtungen vorliegen, während an den sogleich zu beschreibenden Stücken von Aulacoceraten aus dem karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels derartige Beobachtungen mehrfach gemacht werden konnten.

Aulacoceras (Asteroconites) cf. radiolare Tell.

Taf. XIX, Fig. 1—3.

Vgl. *Asteroconites radiolaris Teller.* Fossilführende Horizonte in der oberen Trias der Sanntaler Alpen. Verhandlungen der Geol. Reichsanstalt, 1885, p. 360. — E. v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, l. c., VI/I, Supplement, 1902, p. 181, Taf. XIII, Fig. 5, 6, Textfig. 1, 2, ferner Verhandlungen der Geol. Reichsanstalt, 1902, p. 66.

In den Sammlungen der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Hofmuseums in Wien befinden sich Exemplare von Aulacoceraten, die dem *Asteroconites radiolaris Tell.* außerordentlich nahe stehen, vielleicht sogar mit demselben direkt identifiziert werden dürfen. Sie sind sämtlich von dem Abteilungsdirektor E. Kittl 1908 und 1909 von dem bekannten Petrefaktensammler Rastl in Steg durch Kauf erworben worden und stammen aus den nach Kittl der *Bicrenatus*-Zone, nach meinen eigenen Beobachtungen dagegen dem *Subbullatus*-Niveau angehörigen Hallstätter Kalken des Feuerkogels, mithin aus einem den *Asteroconites*-Kalken von Oberseeland naheliegenden Niveau der Obertrias.

Es liegen mir sowohl Rostra als in solchen eingeschlossene Phragmokone vor, doch ist mir die Präparation der Konothek eines solchen Phragmokons leider nicht in einwandfreier Weise gelungen.

Rostrum.

Rostrum gerade, schlank, mit der Annäherung an den Phragmokon nur sehr langsam in der Breite zunehmend. Die an einem Stück beobachtete Maximallänge beträgt 13·5 *cm*, doch lassen andere Bruchstücke auf eine Gesamtlänge der Rostra von mehr als 20 *cm* schließen. Ob das Rostrum wie bei *A. timorense Wann.* in einen Endstachel ausgezogen war, muß unentschieden bleiben. Sicherheit darüber vermochte ich an keinem meiner Exemplare zu gewinnen. Bei dem in Fig. 2 abgebildeten Stück ist die eigentliche Spitze zweifellos abgerieben, doch macht die abgeriebene Stelle den Eindruck, als wäre die Verletzung der Schale nicht erst durch die Präparation aus dem Gestein, sondern bereits vor der Fossilisation entstanden.

Die für *Asteroconites* charakteristische Struktur des Rostrums ist an dem in Fig. 3 illustrierten Exemplar wenigstens stellenweise, wenn auch bei weitem nicht so schön wie an Tellers Original des *A. radiolaris*, zu sehen. Jede Furche zwischen den die lateralen Hauptrinnen teilenden sekundären Rippen wird im Querschnitt durch eine Linie begrenzt, die vom Zentrum ausstrahlt. In den außerhalb der Lateralrinnen gelegenen Abschnitten der Peripherie ist diese radial-lamellöse Struktur nur gelegentlich angedeutet. Auch an dem unteren Ende des langen, mit einem großen Teil des Phragmokons versehenen Rostrums, das in Fig. 1 zur Abbildung gebracht ist, sind Spuren derselben sichtbar.

Die Oberflächenskulptur ist entschieden kräftiger als bei den wenigen bisher vorliegenden Fragmenten des *Aulacoceras sulcatum Hau.*, zum mindesten in der Spitzenregion der Rostra. In dem oben beschriebenen Rostralfragment von *Aulacoceras sulcatum* aus der Coll. Heinrich sind die Furchen zwischen den Längsrippen viel weniger tief als bei den entsprechenden Rostren des *A. cf. radiolare* aus den Hallstätter Kalken des Feuerkogels. Bei großen Exemplaren steigt die Höhe der Längsrippen über den trennenden Zwischenfurchen bis zu 3 *mm*.

Die Veränderungen der Rippen und Furchen im Querschnitt während des Wachstums scheinen bei meinen alpinen Exemplaren nicht so konstant zu sein wie bei *A. timorense*. Bei dem in Fig. 2 abgebildeten Spitzenfragment sind die Furchen zwischen den Rippen nur in der unmittelbaren Nähe der Spitze keilförmig zugeschärft. Schon bei einem Rostraldurchmesser von 20 *mm* hat mehr als die Hälfte derselben den Querschnitt eines Trapezes mit abgerundeten Ecken. Bei dem in Fig. 3 illustrierten Rostrum sind schon bei einem Querschnitt von 11 *mm* einzelne Furchen flach abgerundet, nicht zugeschärft. Dagegen zeigt ein drittes Rostrum noch bei einem Durchmesser von 28 *mm* durchaus spitz zugeschärfte, sehr schmale Rillen zwischen den dieselben um 2 *mm* überragenden, fast rechteckigen, oben kantengerundeten Rippen, deren Breite zwischen 1·8 und 2·5 *mm* schwankt.

Die Längsrippen treten am kräftigsten in der Mittel- und Oberregion des Rostrums hervor. In der unmittelbaren Nähe des Alveolarrandes erfahren sie, wie Fig. 1 lehrt, eine wesentliche Abschwächung.

Der Alveolarrand selbst ist an diesem Fragment, das den vom Rostrum umschlossenen Phragmokon zeigt, allerdings noch nicht erreicht, doch kann er von dem Oberrande des Fragments nur noch eine ganz kurze Strecke entfernt gewesen sein. Während sonst die Rippen am Rostrum stets breiter als die sie trennenden Furchen sind, weisen Rippen und Furchen an dieser Stelle die gleiche Breite bei beträchtlicher Erniedrigung der ersteren auf. Ganz scharfe Rippen mit spitz dreieckigem Querschnitt, wie sie nach E. v. Bülow bei *A. timorense* in gewissen Wachstumsstadien vorkommen, habe ich an keinem meiner alpinen Stücke beobachtet.

Auch die Zahl der Rostralrippen ist keineswegs konstant. Von den Sekundärrippen in den beiden Lateralrinnen abgesehen, zähle ich an dem Rostrum in Fig. 2 bei einem Durchmesser von 20 *mm* 25, an dem Rostrum in Fig. 3 bei gleichem Durchmesser 32, an einem dritten Rostrum von 22 *mm* Durchmesser 34, bei einem vierten entsprechend einem Durchmesser von 28 *mm* 30 Hauptrippen. Furchenteilungen habe ich nicht nur in der Nähe der Spitze, sondern auch in vorgeschritteneren Wachstumsstadien beobachtet. Gegenüber Tellers Originalstück des *Asteroconites radiolaris* von Oberseeland, das bei einem Durchmesser von 25 *mm* nur 26 bis 28 Hauptrippen aufweist, erscheinen die meisten Exemplare aus dem Hallstätter Kalk ein wenig reicher skulpturiert. Dagegen scheint die Zahl der Längsrippen bei *Aulacoceras sulcatum Hau.* noch ein wenig größer zu sein. Keinesfalls jedoch könnten derart minimale Unterschiede als Merkmale für eine spezifische Trennung der drei genannten Formen Verwendung finden, wofern deren Uebereinstimmung in den übrigen Merkmalen sich feststellen ließe.

Die normale Skulptur des Rostrums wird durch die beiden lateralen Hauptrinnen unterbrochen. Wenn man sich den wohlbegründeten Ausführungen Abels über die Bedeutung dieser Längsrinnen an Belemnitenrostren anschließt, so muß man sie wohl als Flossenrinnen betrachten. Ich will sie hier kurz als Lateralrinnen, nicht als Asymptotenfurchen bezeichnen, da ich eigentliche Gefäßfurchen, die mit der Asymptotenregion des Hyperbolarfeldes im Zusammenhang stehen könnten, an meinen alpinen Stücken niemals beobachtet habe. Die beiden tiefen Lateralrinnen stehen einander genau gegenüber, wie bei *Asteroconites radiolaris Tell.* und sind selbst durch sekundäre Längsrippchen untergeteilt. Trotz der genau den Endpunkten eines Durchmessers im Querschnitt entsprechenden Lage der Lateralrinnen springen die durch dieselben begrenzten Halbbögen der Peripherie nicht gleich weit vor. Der eine Halbbogen ist ein wenig schmäler. Es ist derjenige, der, wie Fig. 3 lehrt, der Lage des Sipho im Phragmokon entspricht. In dieser Hinsicht stimmen daher die Querschnittsverhältnisse unserer Rostra mit jenen bei *Aulacoceras sulcatum Hau.* vollständig überein. Auch bei der letzteren Art liegen die Lateralrinnen an den Endpunkten eines Durchmessers und bleibt der breitere Halbbogen dem Sipho im Phragmokon abgewandt. Bei *Asteroconites radiolaris* kennt man die Lage des Sipho nicht. In der Position der Lateralrinnen besteht Uebereinstimmung zwischen unserer nordalpinen Form sowohl mit *Aulacoceras sulcatum* als mit *Asteroconites radiolaris.*

Wanner und E. v. Bülow haben, die ältere Ansicht F. v. Hauers richtigstellend, den Beweis für die ventrale Lage des Sipho bei *Aulacoceras* erbracht. Der kürzere Halbbogen gehört somit der ventralen, der stärker ausladende der dorsalen Seite des Rostrums an. Diese Beobachtung wird jedoch durch die folgende in einem wesentlichen Punkte ergänzt. Untersucht man an dem in Fig. 3 abgebildeten Rostrum die Querschnittsverhältnisse in der Nähe der Spitze, so gelangt man zu einem Resultat, das dem am Oberrande des Stückes ermittelten gerade entgegengesetzt ist. Hier stehen die Lateralrinnen nicht mehr genau an den Endpunkten eines Durchmessers und die Asymmetrie der beiden Halbbögen ist daher erheblich größer. Allein der größere, stärker vorspringende Halbbogen ist diesmal nicht der dorsale, sondern der ventrale. Es findet also in dem Verhältnis der Dimensionen des dorsalen und ventralen Halbbogens eine vollständige Umkehrung statt. Doch ist das Uebergewicht des ventralen über den dorsalen Halbbogen auf die Umgebung der Spitze beschränkt. In allen übrigen Teilen des Rostrums behauptet der dorsale Halbbogen eine wenn auch gelegentlich nur geringe Ueberlegenheit über den ventralen.

Eine ähnliche Verschiebung in der Ausladung der durch die Lateralrinnen getrennten Halbbögen konnte auch an den beiden Enden des Rostrums von *Aulacoceras sulcatum Hau.* aus der Coll. Heinrich beobachtet werden. Allerdings kann man an diesem Stück nur per analogiam schließen, daß auch hier der ventrale Halbbogen in der Spitzenregion stärker ausladet, da Phragmokon und Sipho an diesem Stück der Beobachtung unzugänglich bleiben. Der Oberrand dieses Fragments fällt gerade mit jener Region zusammen, in der zwischen den beiden Halbbogen Symmetrie herrscht, ehe die Größenverhältnisse sich zugunsten des dorsalen Halbbogens verschieben.

Die Gestalt des Querschnittes wechselt somit bei den Rostren aus dem Hallstätter Kalk entsprechend der Entfernung von der Spitze. An einem der mir vorliegenden Bruchstücke sind bei einem Durchmesser von 21 *mm* die beiden durch die Lateralrinnen abgegrenzten Halbbögen ebenso symmetrisch gestaltet wie bei dem obenerwähnten Exemplar des *Aulacoceras sulcatum*. Auch hier fällt der Querschnitt gerade in die Uebergangszone aus dem Bereich der Ueberlegenheit des ventralen in jenen der Ueberlegenheit des dorsalen Halbbogens.

E. v. Bülow erwähnt nichts von ähnlichen Beobachtungen an *Aulacoceras timorense Wann.* Ob hier ein Unterschied gegenüber den europäischen Aulacoceraten vorliegt, bleibt vorläufig eine offene Frage. Dagegen muß ich als einen solchen Unterschied die vollständige Abwesenheit echter Gefäßfurchen oder Asymptotenrinnen bei den letzteren hervorheben. An den mir vorliegenden Stücken, deren Zahl allerdings nicht groß ist, aber für derartige Beobachtungen doch ausreichend sein sollte, habe ich nach Gefäßfurchen, die die Längsrippen kreuzen, ebenso vergeblich gesucht wie nach jener breiten Zone von Asymptotenleisten, die in E. v. Bülows Abbildungen der Seitenansichten und Querschnitte seiner timoresischen Aulacoceren so charakteristisch hervortreten. Es ist jedenfalls beachtenswert und kann wohl kaum der zufälligen Erhaltungsweise der alpinen Stücke zugeschrieben werden,

daß weder F. v. Hauer noch E. v. Mojsisovics und ich an irgend einem der bisher untersuchten Rostren von *Aulacoceras sulcatum* und *Asteroconites cf. radiolaris* echte Asymptotenfurchen, beziehungsweise Asymptotenleisten festzustellen vermochten. Näher liegt die Annahme, daß in der Abwesenheit solcher tatsächlich ein spezifischer Unterschied gegenüber *Aulacoceras timorense* begründet sein dürfte.

Die feinere Skulptur der Oberfläche (Anwachsstreifen etc.) ist an keinem der alpinen Rostra mit hinreichender Deutlichkeit erhalten, um eine zutreffende Beschreibung zu gestatten.

Phragmokon.

Von Phragmokonen liegen sowohl Längs- als Querdurchschnitte vor. Dagegen ist es mir nicht gelungen, die Konothek sichtbar zu machen. Der Querschnitt des in Fig. 3 abgebildeten Phragmokons zeigt den randständigen Sipho. Der in Fig. 1 illustrierte Längsschnitt trifft an seiner Oberkante den Phragmokon nahe dem Alveolarrand des ihn einschließenden Rostrums. Obwohl er sehr tief in das Rostrum eingreift, dürfte seine (nicht erhaltene) Spitze noch immer einen Abstand von 5—6 *cm* von jener des Rostrums aufweisen.

Der Emergenzwinkel kann auf 9° geschätzt werden. Eine genauere Messung scheint mir nicht möglich. Dieses Ergebnis liegt unterhalb des Durchschnittswertes, den E. v. Bülow für die Größe des Emergenzwinkels bei *A. timorense* ermittelt hat (10·5°), aber noch innerhalb der Variationsbreite desselben (Minimalwert 8·5° — Maximalwert 13°).

Die Kammerscheidewände stehen mäßig weit voneinander ab. An den beiden letzten Septen des in Fig. 1 abgebildeten Phragmokons ist das Verhältnis der Kammerlänge zum Kammerdurchmesser 10 : 21·5 beziehungsweise 9·5 : 20. E. v. Bülow gibt dieses Verhältnis für *A. timorense* wie 2 : 3 an. Allerdings zeigt der von ihm auf Tafel LVIII, Fig. 6, abgebildete Phragmokon Septalabstände, die ebenfalls nur der Hälfte des Durchmessers gleichkommen. An dem in der Textfigur 16 illustrierten Phragmokon von größerem Querschnitt jedoch entspricht das Verhältnis tatsächlich der von E. v. Bülow angegebenen Relation.

Beziehungen zwischen *Aulacoceras sulcatum Hau.*, *Asteroconites radiolaris Tell.* und verwandten Formen.

Im Anschluß an die Beschreibung des neuen Materials aus den Hallstätter Kalken des Feuerkogels bleibt eine Anzahl von Fragen zu beantworten, deren Entscheidung von E. v. Bülow auf Grund seines timoresischen Materials bereits in einem ganz bestimmten Sinne getroffen worden ist, die mir jedoch noch keineswegs durchaus spruchreif zu sein scheinen.

Zunächst handelt es sich um die Frage, ob zwingende Gründe für eine Vereinigung der beiden Gattungen *Aulacoceras Hau.* und *Asteroconites Tell.* vorhanden sind. E. v. Bülow (l. c., p. 34) spricht sich mit aller Entschiedenheit für eine solche Vereinigung aus. „Schon Wanner“ — sagt er — „hielt *Asteroconites* höchstens für eine Untergattung von *Aulacoceras*. Nachdem aber gezeigt werden konnte, daß nicht nur der Sipho bei *Aulacoceras* ventral liegt, sondern daß auch

sein Phragmokon Längsrippen trägt, und somit im Querschnitt gezähnelt erscheinen muß, ist die selbständige Stellung der Gattung *Asteroconites* nicht mehr berechtigt.“

Zur dieser Angabe ist allerdings zu bemerken, daß die von E. v. Bülow als entscheidend angesehenen Beobachtungen nicht an dem Typus der Gattung, dem alpinen *Aulacoceras sulcatum Hau.*, sondern an einer indomalayischen Spezies gemacht worden sind, die auf Grund der Struktur ihres Rostrums und der Skulptur ihres Phragmokons eben zu *Asteroconites* und nicht zu *Aulacoceras* gestellt werden müßte. Auch J. Wanner hat daher mit vollem Recht den nahe verwandten *Asteroconites savuticus* im Jahre 1907 zu dieser Gattung und nicht zu *Aulacoceras* gezogen. Für die Zuweisung des *Aulacoceras timorense* zu diesem Genus und nicht zu *Asteroconites* im Jahre 1911 führte er zwei Gründe ins Feld, den Mangel einer Zähnelung des Phragmokons im Querschnitt und die einfachere Radialstruktur des Rostrums, während bei *Asteroconites* von den Interkostalfurchen paarige Lamellen ausstrahlen sollen. Nach beiden Richtungen hin sind Wanners Beobachtungen durch E. v. Bülows Untersuchungen vervollständigt worden. Der letztere Forscher konnte zeigen, daß bei günstiger Erhaltung sich eine Berippung der Konothek des Phragmokons und das Auftreten einzelner paariger Längslamellen im Rostrum feststellen läßt. Diese Beobachtungen rechtfertigen jedoch meiner Meinung nach allerdings die Zuweisung der timoresischen Art zu *Asteroconites*, keineswegs jedoch die Vereinigung der letzteren Gattung mit *Aulacoceras*. Eine notwendige Voraussetzung dieser Vereinigung müßte vielmehr der Nachweis sein, daß die bisher als für *Asteroconites* bezeichnend geltenden Merkmale auch an dem alpinen *Aulacoceras sulcatum* — diese Spezies ist ja der Typus des Genus *Aulacoceras* — sich finden.

Wenn wir die Merkmale zusammenfassen, die von *Aulacoceras sulcatum* und von den sizilianischen Aulacoceren aus Gemmellaros Beschreibung bekannt sind, so sehen wir, daß die Dürftigkeit des Materials uns über einige wesentliche Punkte keinen Aufschluß bietet. Die ventrale Lage des randständigen Sipho darf wohl auch für *Aulacoceras s. s.* zugegeben werden, wenngleich sie bis heute an keinem Phragmokon durch die Beobachtung des Hyperbolarfeldes zwischen den Asymptotenzonen erwiesen worden ist. Dagegen kennen wir gegenwärtig weder die Konothek des Phragmokons noch die feinere Struktur des Rostrums.

Wohl hängt es auch bei unseren Asteroconiten vom Feuerkogel in erster Linie von der Erhaltungsweise ab, ob die radial strahlige Struktur des Rostrums und gar die paarige Beschaffenheit der Längslamellen deutlicher hervortritt oder verborgen bleibt. So schön wie an Tellers Originalstück des *Asteroconites radiolaris* aus dem Dachsteinkalk von Oberseeland habe ich die letztere überhaupt noch an keinem anderen Rostrum gesehen. Auch Wanners Durchschnitt des *A. savuticus* zeigt sie nicht mit der gleichen Deutlichkeit. Fast stets beschränkt sie sich, wie auch bei meinen Hallstätter Exemplaren, auf die Interkostalfurchen im Bereich und in der Nachbarschaft der lateralen Haupttrinnen. Immerhin bleibt die Tatsache auffallend, daß bei keinem der bisher bekannt gewordenen Exemplare des *Aulacoceras*

sulcatum und der von Gemmellaro abgebildeten Aulacoceraten aus der Trias Siziliens auch nur eine Spur einer ähnlichen radialen Struktur im Rostrum entdeckt worden ist.

Obwohl ich eine generische Verschiedenheit von *Aulacoceras sulcatum* und *Asteroconites radiolaris* nicht für wahrscheinlich erachte, halte ich es doch aus Gründen der Vorsicht für zweckmäßiger, vorläufig noch von einer direkten Vereinigung beider Genera abzusehen und *Asteroconites*, wie das ja auch Wanner vorgeschlagen hat, als Subgenus von *Aulacoceras* aufrechtzuerhalten. Wenn besser erhaltene Exemplare des *Aulacoceras sulcatum* uns über die innere Struktur seiner Rostra und über die Beschaffenheit der Konothek seines Phragmokons belehrt haben werden — über den von E. v. Bülow zu *Aulacoceras sulcatum* gestellten Phragmokon aus dem karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels soll gelegentlich der Beschreibung des *Dictyoconites Kittlii* noch ausführlich gesprochen werden — dürfte die Frage der Vereinigung beider Gattungen spruchreif sein.

Eine zweite Frage betrifft die spezifische Trennung der Asteroconiten aus dem Hallstätter Kalk des Feuerkogels von *Asteroconites radiolaris Tell.* Eine solche könnte sich lediglich auf die Tatsache stützen, daß die Anordnung der radialen Elemente im Rostrum in paarige Länglamellen bei dem südalpinen Asteroconiten noch ganz wesentlich deutlicher ausgesprochen und daß die Zähnelung des Phragmokons im Querschnitt an keinem meiner Stücke einwandfrei beobachtet worden ist. Doch scheinen mir diese Unterschiede ausschließlich in der anders gearteten Erhaltungsweise meiner Stücke begründet zu sein. Die Phragmokone derselben sind, ebenso wie die inneren Teile der Rostra, mit einer grob-kristallinischen Masse von Kalkspat erfüllt, die jede Beobachtung feinerer Details in der Struktur und Ornamentierung ausschließt. Ich glaube daher eventuellen Zweifeln an der Identität beider Spezies durch die Einschiebung eines *cf.* zwischen den Gattungs- und Artnamen hinreichend Rechnung zu tragen.

Gesetzt den Fall, daß die generische Trennung von *Aulacoceras* und *Asteroconites,* die ich ja selbst nur als ein Provisorium befürworten möchte, sich nicht aufrechterhalten lassen sollte, müßte auch die Möglichkeit einer spezifischen Vereinigung der beiden Aulacoceraten aus den julischen und tuvalischen Hallstätter Kalken der Umgebung von Aussee in Erwägung gezogen werden. In der Tat würden mit den Merkmalen von generischer, beziehungsweise subgenerischer Bedeutung auch die spezifischen Unterschiede fast gänzlich verschwinden. Als Unterscheidungsmerkmal wüßte ich nur die geringere Stärke der Berippung und die ein wenig größere Dichtigkeit der Rippen bei *Aulacoceras sulcatum* anzugeben. Die Möglichkeit ist daher allerdings im Auge zu behalten, daß uns zukünftige Erfahrungen veranlassen könnten, sämtliche Aulacoceraten der alpinen Obertrias in einer einzigen, weiter gefaßten Spezies zu vereinigen, der aus Prioritätsrücksichten selbstverständlich der Name *Aulacoceras sulcatum* gewahrt bleiben müßte.

Dagegen glaube ich nicht, daß die timoresischen Aulacoceren selbst in der weiten Artfassung E. v. Bülows, in den Rahmen der

alpinen Spezies einbezogen werden können. Der Mangel echter Gefäßfurchen und der bei *A. timorense Wann.* zumeist so auffallenden Asymptotenleisten bei allen bisher untersuchten Resten alpiner Aulacoceren beruht wohl kaum auf Zufälligkeiten. Auch das verschiedene Verhältnis zwischen Durchmesser und Septalabstand in vorgeschritteneren Wachstumsstadien des Phragmokons könnte vielleicht ein Unterscheidungsmerkmat abgeben und mahnt jedenfalls zur Vorsicht.

Aulacoceras (*Asteroconites*) *timorense Wann.* und das seltene *A. minor Bülow* (l. c. p. 39, Taf. LVII, Fig. 5), das durch die sehr große Rippenzahl und den kleinen Phragmokonwinkel von *A. timorense* hinreichend unterschieden scheint, ferner *A. savuticum Wann.* dürften somit als selbständige, für das himamalayische Faunenreich charakteristische Spezies aufrechtzuerhalten sein. *A. ellipticum Bülow* (l. c. p. 39, Taf. LVIII, Fig. 7, Textfig. 19) hätte wohl nur als eine durch ihren elliptischen Querschnitt ausgezeichnete Varietät des *A. timorense* zu gelten.

Gen. Dictyoconites Mojs.

Dictyoconites Kittlii nov. sp.

Taf. XIX, Fig. 5.

Ein Phragmokon von ungewöhnlicher Länge, dessen Dimensionen dem größeren der beiden von E. v. Mojsisovics (Cephalopoden der Hallstätter Kalke, l. c. VI/1, Suppl. 1902, Taf. XV, Fig. 3) abgebildeten Originalexemplare des *Dictyoconites Haugi* gleichkommen, gehört unzweifelhaft einer neuen Art der *Dictyoconites striati* an. Er ist bis zu seinem Ende, entsprechend einem Durchmesser von 34 *mm* gekammert. Die Kammerscheidewände stehen an dem abgebrochenen, spitzen Ende des Phragmokons, wo zwei Septen sichtbar gemacht werden konnten, bei einem Durchmesser von 17 *mm* 10 *mm* voneinander ab. Der Querschnitt ist vollkommen rund, der Sipho randständig.

Der Divergenzwinkel beträgt nur 5—6^0. Ergänzt man die abgebrochene Spitze, indem man den gleichen Divergenzwinkel der Rekonstruktion zugrunde legt, so erhält man für den ganzen gekammerten Phragmokon eine Länge von ungefähr 25 *cm*, während die Länge des vorliegenden Fragments nur 15·5 *cm* beträgt. Dabei sind an demselben noch keine Anzeichen von einer Umhüllung durch das Rostrum zu bemerken. Soweit an dem Phragmokon Schalenreste vorhanden sind, gehören sie der Konothek an.

Die Konothek ist hinreichend gut erhalten, um ein klares Bild der Oberflächenskulptur der unverletzten Schale zu gewinnen. Von einer Retikulierung ist auch unter der Lupe nichts zu beobachten. Querkerben oder Bogenstreifen fehlen vollständig.

Dagegen ist die Längsskulptur sehr deutlich ausgebildet. Sie besteht zunächst in der der Spitze genäherten Region aus zahlreichen Rippen von zumeist annähernd gleicher Stärke, getrennt durch Interkostalräume, deren Breite jene der Rippen nur wenig übertrifft. Gegen die Basis des Kegels zu treten jedoch die Längsrippen immer weiter auseinander und nehmen zugleich an Stärke ab, so daß die Interkostalräume allmählich fünf- bis sechsmal so breit werden als die sie

scheidenden, schmalen und niedrigen Rippen. Auch stellen sich in den Interkostalräumen selbst gelegentlich Rippen zweiter Ordnung oder, besser gesagt, zarte Längslinien ein, die in der Regel erst unter der Lupe wahrnehmbar sind.

Daß es sich bei den zahlreichen, eng stehenden Rippen der Spitzenregion nicht um Schalenreste des Rostrums handelt, die der Konothek aufsitzen, ist mit voller Sicherheit zu erkennen, da einzelne Rippen mit den sie begleitenden Interkostalräumen über die ganze Länge des Phragmokons verfolgt werden können und ihr Auseinandertreten ebenso wie ihre Abschwächung sich Schritt für Schritt feststellen läßt. Im unteren Drittel des Phragmokons zähle ich ungefähr 50 Längsrippen auf dessen Umfang.

Es lassen sich ferner über die ganze Länge des Phragmokons hinweg zwei breite, glatte Furchen verfolgen, die ohne Zweifel den dorsalen Asymptotenfurchen des Rostrums entsprechen. Ihre Breite beträgt nahe dem spitzen Ende des Phragmokons $2—2^1/_2$ *mm*, übertrifft daher jene der Interkostalräume um das Dreifache. Der von den beiden Asymptotenfurchen eingeschlossene, dem Sipho gegenüberliegende, dorsale Teil des Phragmokons ist kürzer als der ventrale, von diesem jedoch inbezug auf die Stärke der Krümmung nicht unterschieden. Die die Asymptotenfurche zu beiden Seiten begleitenden Rippen behalten ihre ursprüngliche Stärke länger als die übrigen, heben sich daher von den letzteren im mittleren Teile des Phragmokons besonders deutlich ab.

Die breiten Asymptotenfurchen und die dichte, longitudinale Berippung der Spitzenregion bei gleichzeitiger Abwesenheit einer Querskulptur unterscheiden den vorliegenden Phragmokon in so auffallender Weise von allen bisher beschriebenen Arten der *Dictyoconites striati*, daß über die Selbständigkeit unserer Spezies kein Zweifel bestehen kann. Eher könnte die Frage aufgeworfen werden, ob unser Phragmokon mit Rücksicht auf die zahlreichen, dicht gedrängten Rippen der Spitzenregion überhaupt nicht zu *Dictyoconites*, sondern zu *Aulacoceras Hau.* gestellt werden sollte. „Berippte Phragmokone von *Aulacoceras* und *Dictyoconites*“ — sagt E. v. Bülow (Orthoceren und Belemniten der Trias von Timor, Paläontologie von Timor, l. c. p. 43) — „kann man am besten an der verschieden großen Rippenzahl unterscheiden. Bei *Dictyoconites* sind die zwischen den Rippen frei bleibenden Partien etwa zwei- bis viermal so groß als die Basis einer Rippe.“ Dieses Merkmal gilt wohl für den mittleren und basalen, nicht aber für den der Spitze genäherten Teil unseres Phragmokons. Der letztere zeigt vielmehr in seiner Skulptur sehr große Aehnlichkeit mit E. v. Bülows Abbildung eines Phragmokons von *Aulacoceras timorense Wann.* (l. c. Taf. LVII, Fig. 4) von Nifoekoko. Da die Konothek größerer Phragmokone von *Aulacoceras timorense* nicht bekannt zu sein scheint — wenigstens sind solche von E. v. Bülow weder erwähnt noch zur Abbildung gebracht worden — so ist die Möglichkeit von Veränderungen in der Längsskulptur im Lauf des Wachstums nicht von der Hand zu weisen.

Dagegen scheint mir das Auftreten der breiten, so auffallend deutlich ausgebildeten Asymptotenfurchen unseres Phragmokons entschieden zugunsten einer Vereinigung mit *Dictyoconites* zu sprechen.

Phragmokone von *Aulacoceras timorense* tragen nur ganz schwach ausgeprägte Asymptotenfurchen. An dem von E. v. Bülow illustrierten, typischen Stück (l. c. Taf. LVIII, Fig. 4) würde eine solche überhaupt kaum auffallen, wenn nicht durch die Korrespondenz mit der Gefäßfurche des aufsitzenden Rostrumfragments die Aufmerksamkeit auf sie gelenkt würde. Allerdings sind auch bei *Dictyoconites* so breite und deutlich ausgebildete Asymptotenfurchen wie bei dem vorliegenden Phragmokon bisher kaum jemals zur Beobachtung gelangt.

Ausgeschlossen ist eine Identifizierung des vorliegenden mit dem großen Phragmokon aus den karnischen Hallstätter Kalken des Feuerkogels, das E. v. Bülow (Ueber ein Phragmokon von *Aulacoceras sulcatum* aus der alpinen Trias, Centralblatt für Mineralogie etc., 1916, p. 91) zu *Aulacoceras sulcatum Hau.* gestellt hat. Dem letzteren, das die halbbogenförmigen Zuwachsstreifen der Dorsal- und Ventralseite sehr schön zeigt, fehlt jede Andeutung von Asymptotenzonen. Auch ist der Divergenzwinkel größer (10°). Bei gleichem Durchmesser sind die Längsrippen unseres Phragmokons kräftiger und dichter gestellt. Die letztere Tatsache spricht eher gegen als für die von E. v. Bülow vorgenommene Identifizierung des Phragmokons vom Feuerkogel mit *Aulacoceras sulcatum.* Die Zahl der Längsrippen beweist noch nichts für die Zugehörigkeit eines Phragmokons zu *Aulacoceras* oder *Dictyoconites.* Allerdings gibt E. v. Bülow diese Zahl bei der ersteren Gattung mit 40, bei der letzteren mit 60 an und behauptet (l. c. p. 92), daß der Phragmokon vom Feuerkogel mit 40 Längsrippen gewiß zu *Aulacoceras* gehöre. Dieser Meinung vermag ich mich jedoch keineswegs anzuschließen. Mir liegen einige ausgezeichnet erhaltene Phragmokone des Gattungstypus *Dictyoconites reticulatus Hau.* vor, die sich in bezug auf die Zahl der Rippen sehr verschieden verhalten. An einem derselben zähle ich nur 46 Rippen auf dem Umfang. Auch bei der von E. v. Mojsisovics im Supplementheft zum ersten Bande seiner Monographie der Hallstätter Cephalopoden auf Taf. XIV, Fig. 13, abgebildeten Varietät ist die Rippenzahl kaum größer. Viel eher könnte man in der Stärke der Rippen, beziehungsweise in der Breite der Interkostalräume, ein Unterscheidungsmerkmal zwischen beiden Gattungen suchen. Gerade in dieser Hinsicht jedoch verhält sich der Phragmokon vom Feuerkogel wie ein solcher von *Dictyoconites.* Jedenfalls ist seine Skulptur bei gleichem Durchmesser erheblich zarter als jene unseres *D. Kittlii.* Wenn man also nicht das Original der letzteren Spezies ebenfalls als den Phragmokon eines *Aulacoceras* auffassen will — und gegen eine solche Auffassung spricht vor allem die Anwesenheit der wohl individualisierten Asymptotenfurchen — so muß man wohl auch den von E. v. Bülow zu *Aulacoceras sulcatum* gestellten Phragmokon vom Feuerkogel an *Dictyoconites* anschließen.

Die große Häufigkeit der Gattung *Dictyoconites* in den karnischen Hallstätter Kalken der Umgebung von Aussee im Vergleich mit der außerordentlichen Seltenheit des Genus *Aulacoceras* ist ebenfalls als ein Argument im gleichen Sinne nicht gering einzuschätzen. Wie der Phragmokon von *Aulacoceras* wirklich aussieht, besser gesagt, wie sich seine Konothek im altersreifen Zustand darstellt, wissen wir heute noch nicht. Jedenfalls ist durch die vorliegende neue Art die

Grenze zwischen *Aulacoceras* und *Dictyoconites* wieder verwischt worden. Beide Gattungen scheinen sich unvergleichlich näher zu stehen als jede einzelne den glattschaligen Aulacoceratiden des Genus *Atractites Gümb.*

Vorkommen, Zahl der untersuchten Exemplare. — Feuerkogel, *Subbullatus*-Schichten der karnischen Stufe, 1, coll. Kittl (1908).

Dictyoconites Geyeri nov. sp.

Taf. XIX, Fig. 6.

Es liegt das Fragment eines auffallend schlanken Rostrums von 128 *mm* Länge vor, das sich wohl am meisten dem *Dictyoconites planus* Bülow (Orthoceren und Belemnitiden der Trias von Timor, l. c., p. 50, Taf. LX, Fig. 4, 5) aus der Obertrias von Bihati auf Timor nähert, sich jedoch mit keiner der bisher beschriebenen Formen direkt vereinigen läßt.

Unser Rostrum zeigt eine keulenförmige Gestalt, indem seine Breite in der mittleren Region am stärksten anschwillt und von da ab sowohl gegen das abgebrochene obere Ende als auch gegen die gleichfalls fehlende Spitze zu allmählig abnimmt. Die inneren Teile des noch mit der dünnen äußeren Schale überzogenen Rostrums bestehen aus einem grobspätigen Kalk, in dem sich keine Spuren eines Phragmokons nachweisen lassen.

Wie bei *Dictyoconites planus* ist eine sehr weitgehende dorsoventrale Abplattung vorhanden. Der kürzere Dorsalteil ist fast eben, der Ventralteil mäßig gewölbt. Der größere Durchmesser beträgt am oberen Ende 14, der kleinere 9 *mm*. Der erstere übertrifft auch den Abstand der beiden wohl ausgebildeten Asymptotenzonen.

Die Oberfläche des Rostrums ist mit zahlreichen, sehr zarten Längsrippen bedeckt, die in annähernd gleichen Abständen scheinbar ungeteilt und fast gerade verlaufen. Man zählt auf dem Ventralteil beinahe doppelt so viele Rippen als auf dem Dorsalteil.

Sehr eigenartig ausgebildet ist die Asymptotenzone. Sie besteht aus zwei Furchen von sehr verschiedener Breite, die durch eine hohe, scharfe Rippe voneinander getrennt sind. Die ventrale Furche ist nicht nur erheblich breiter, sondern auch tiefer eingesenkt. Ihr glatter, ausgehöhlter Grund ist gleichmäßig gewölbt, während die durch den Grat der Asymptotenrippen von ihr getrennte dorsale Gefäßfurche ganz schmal und tief eingerissen ist. Es ist insbesondere die Gestalt der Asymptotenregion, in der unser Rostrum lebhaft an einige Bruchstücke des timoresischen *Dictyoconites planus* (insbesondere an Fig. 4 *d*) erinnert. Beide Asymptotenfurchen werden an ihrem Außenrande von Rippen begleitet, die die normale Berippung des Ventral- und Dorsalteiles an Stärke übertreffen.

Ein zweites Fragment von 6 *cm* Länge umfaßt den oberen Teil des Rostrums oberhalb der Region der stärksten seitlichen Anschwellung. Es läßt in seinem Querschnitt den Umriß des Phragmokons deutlich hervortreten. Einem größeren Durchmesser des Rostrums von 15 *mm* entspricht hier ein Durchmesser des kreisförmigen Phragmokon-Querschnittes von nur 5 *mm*. An dem unteren Ende des

Rostrums ist keine Andeutung des Phragmokons mehr erkennbar, obwohl die Gesteinsbeschaffenheit gleich bleibt. Man darf aus dieser Tatsache wohl schließen, daß *Dictyoconites Geyeri* durch ein ungewöhnlich langes, freies Rostrum ausgezeichnet war.

Eine Identifizierung der vorliegenden Art mit *Dictyoconites planus Bül.* kommt trotz der Uebereinstimmung in einzelnen Merkmalen nicht in Betracht. Die Rostren der timoresischen Spezies sind, soweit sich darüber auf Grund der Beobachtungen an den einzelnen Fragmenten etwas Bestimmtes sagen läßt, von gerader Form, mit parallelen Seiten. Von der für unser Rostrum so charakteristischen Anschwellung in der mittleren Region ist bei *D. planus* nichts zu bemerken. Ferner ist die von E. v. Bülow konstatierte Verschiedenheit in der Gestalt des Querschnittes — fast rechteckiger Umriß in der Nähe der Spitze, zunehmende Wölbung des Ventralteiles mit der Annäherung an den Phragmokon — bei *D. Geyeri* nicht festzustellen. Die flache Wölbung des Ventralteiles hält bei der letzteren Spezies auch in der Nähe der Spitze an. Endlich besteht trotz weitgehender äußerer Aehnlichkeit keine volle Uebereinstimmung in der Ausbildung der Asymptotenzone, indem die breite, gerundete, ventrale Furche viel stärker ausgebildet erscheint als die scharf eingerissene dorsale Gefäßfurche. Mit Rücksicht auf diese konstanten Unterschiede halte ich eine spezifische Trennung der nordalpinen und indomalayischen Form für gerechtfertigt.

Vorkommen. Zahl der untersuchten Exemplare. — Feuerkogel, karnische Stufe (*Subbullatus*-Schichten), 2, coll. Kittl, 1909.

Dictyoconites sp. ind. aff. Geyeri Dien.

Taf. XIX, Fig. 7.

Ein ungefähr 25 *mm* langes Bruchstück eines Rostrums weist auf eine *Dictyoconites Geyeri* nahestehende Art hin.

Der erheblich kürzere Dorsalteil ist abgeplattet dagegen ist der Ventralteil beträchtlich stärker gewölbt, so daß die Differenz zwischen dem kürzeren und längeren Durchmesser des Rostrums sich auf 1·5 *mm* reduziert (13:11·5). Die zarte Berippung ist etwas kräftiger ausgebildet als bei *D. Geyeri.* Die Asymptotenzone, die leider nicht tadellos erhalten ist, scheint ähnlich gestaltet gewesen zu sein. Man erkennt deutlich die breite und tief ausgehöhlte ventrale Asymptotenfurche, dagegen nur Spuren der scharf eingerissenen dorsalen Gefäßfurche und der verhältnismäßig niedrigen Asymptotenleiste.

Vorkommen. Zahl der untersuchten Exemplare. — Feuerkogel, norisch-karnische Mischfauna, 1, coll. Heinrich (Nr. 498).

Gen. Atractites Gümbel.

Atractites Heinrichii nov. sp.

Taf. XIX, Fig. 8.

Während Phragmokone des Genus *Atractites*, insbesondere in der julischen Unterstufe, zu den häufigen Fossilien der Hallstätter Kalke zählen — von *Atractites Ausseanus* lagen E. Mojsisovics

160 Exemplare zur Untersuchung vor —, sind Rostra in der alpinen Obertrias sehr selten. E. Mojsisovics macht im Supplementband seiner „Cephalopoden der Hallstätter Kalke" nur vier Exemplare — je zwei aus der julischen und sevatischen Unterstufe — namhaft, die er auf ebensoviele Arten verteilt, ohne jedoch eine derselben mit einem Speziesnamen zu belegen. Zusammengehörige Phragmokone und Rostra haben sich in der alpinen Obertrias bisher überhaupt nicht gefunden, während uns aus dem bosnischen Muschelkalk solche durch F. v. Hauer in ausgezeichneter Erhaltung bekannt geworden sind.

Aus der Coll. Heinrich stammt ein Rostrum, das sich durch seine zierliche, schlanke Gestalt auszeichnet. Der Querschnitt ist auf der ganzen Länge des Rostrums elliptisch. Der größere Durchmesser der Ellipse verbindet die Dorsal- und Ventralseite, der kleinere die beiden Seitenteile des Rostrums, doch ist der Unterschied in der Länge der beiden Achsen am oberen Bruchrande nicht größer als ein Millimeter. Dieser Bruchrand fällt wahrscheinlich mit der Lage der Embryonalblase des Phragmokons zusammen.

Unser Rostrum weist nirgends Anzeichen einer keulenförmigen Verdickung auf, sondern ist in seinen oberen Partien zylindrisch, während es sich in seinen unteren allmählig gegen die stark exzentrisch gelegene Spitze hin verjüngt. Der eine Teil — nach der Analogie mit *Atractites parvus* Bülow (Orthoceren und Belemnitiden der Obertrias von Timor, l. c. p. 63, Taf. LXI, Fig. 8) wäre es der Dorsalteil — verläuft fast gerade, während der andere nach unten zu stark gegen ihn hingebogen ist. Das untere Ende des Rostrums geht ganz langsam in die fein zugeschärfte, schlanke Spitze über.

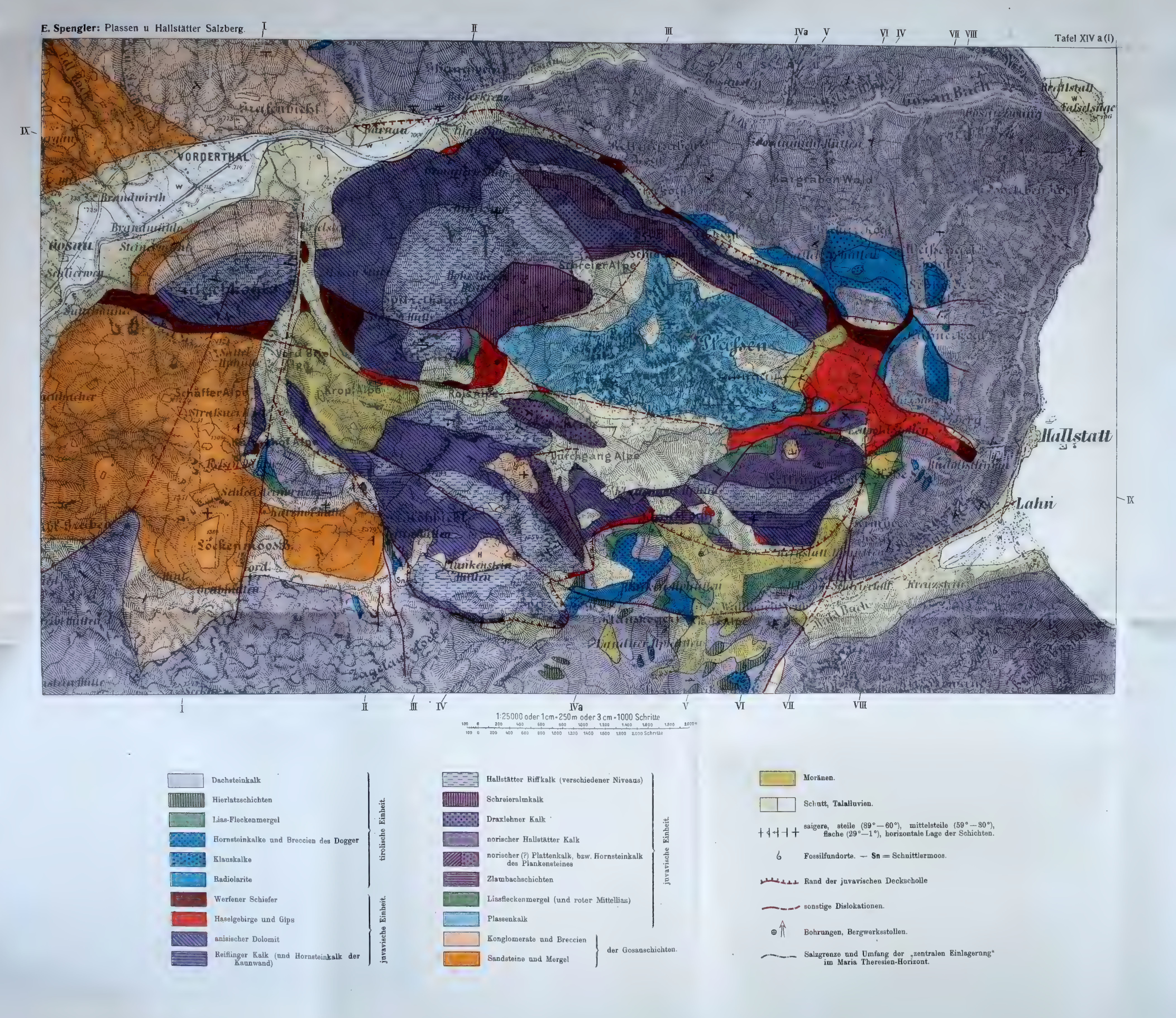
Die Oberfläche läßt, soweit sie tadellos erhalten ist, eine feine Punktierung erkennen, die der obersten Schalenschicht ein chagrinartiges Aussehen verleiht. Außerdem sieht man entlang der Medianlinie der Ventralseite eine seichte Furche angedeutet, die in den mittleren Partien zeitweilig aussetzt, in den oberen hingegen durch einen flachen Wulst geteilt wird.

Dimensionen:

Gesamtlänge	47 *mm*
Ventro-dorsaler Durchmesser	7 „
Lateraler Durchmesser	6 „

In seiner äußeren Erscheinung erinnert das vorliegende Rostrum am meisten an den bereits erwähnten *Atractites parvus Bülow* aus der timoresischen Obertrias, doch möchte ich unsere Form mit Rücksicht auf das Auftreten der allerdings nur sehr schwach ausgeprägten Ventralfurche nicht mit der indonesischen vereinigen. Weder unter den von E. v. Mojsisovics beschriebenen alpinen Atractiten noch unter den von G. Gemmellaro illustrierten Arten aus der sizilianischen Obertrias habe ich einen ähnlichen Typus auffinden können.

Vorkommen. Zahl der untersuchten Exemplare. — Feuerkogel. Karnisch-norische Mischfauna, 1, coll. Heinrich.



Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, LXVIII. Band, 1918.
Verlag der Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23
Ausgeführt im Militärgeographischen Institut.



Tafel XV (II).

Dr. E. Spengler:

Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut.

Erklärung zu Tafel XV (II).

Trias (und Quartär) . . . weiß.
Jura . . . . dunkelgrün.
Oberkreide . . . . hellgrün.

s = Schutt und Alluvien.
q = Moränen.
gs = Gosausandstein.
gc = Gosaukonglomerat und -breccie.

Juvavische Deckscholle.

ti = Plassenkalk.
fl = Liasfleckenmergel und Mittellias.
pk = Hornsteinkalke der Nied. Scheibe.
pk = Plattenkalke der Nied. Scheibe.
z = Zlambachschichten.
hk = norischer Hallstätter Kalk.
rk = Hallstätter Riffkalk.
kk = Draxlehner Kalk.
ak = Schreyeralmkalk.
rf = Reiflinger Kalk (und Hornsteinkalk der Hohen Kaunwand [Profil II]).
ad = anisischer Dolomit.
ha = ausgelaugtes Haselgebirge.
hs = salzreiches Haselgebirge.
w = Werfener Schiefer.

Tirolische Basis.

r = Radiolarit.
k = Klausschichten.
d = Doggerbreccien u. -hornsteinkalke
fl = Liasfleckenmergel.
lh = Hierlatzkalk.
dk = Dachsteinkalk.
c = Carditaschichten.
rd = Ramsaudolomit.

Verwerfungen.

Pl = Plankensteinbruch.
D = Durchgangbruch.
S = Schlaipfenmoosbruch.
R = Roßalpenbruch.
Re = Rettengrabenbruch.
B = Brieltalbruch.

Bergwerksstollen.

Profil IX: *HW* = Hoher Wasserstollen (Eingang 1219 *m*).
NW = Niederer Wasserstollen (Eingang 1181 *m*).
J = Josef-Stollen (Eingang 970 *m*).
M = Maria-Theresia-Stollen (Eingang 892 *m*).
FJ = Franz-Josef-Stollen (Eingang 735 *m*).

Profil VIII: (oben) Maria-Theresia-Stollen (897 *m*).
(unten) Franz-Josef-Stollen (740 *m*).

Profil VII: (oben) Josef-Horizont (980 *m*).
(Mitte) Maria-Theresia-Horizont (Bilinskikehr 913 *m*).
(unten) Franz-Josef-Horizont (751 *m*).

Profil VI: (oben) Niederer Wasserstollen (1181 *m*).
Josef-Horizont (1007 *m*).
Maria-Theresia-Horizont (Plenerkehr 931 *m*).
(unten) Franz-Josef-Horizont (Marekkehr 762 *m*).

Profil V: (oben) Maria-Theresia-Horizont (8. Querparallele 948 *m*).
(unten) Franz-Josef-Horizont (772 *m*).

Profil IV: (oben) Maria-Theresia-Horizont (Blaschkekehr 953 *m*) }
(unten) Elisabeth-Horizont (Kirnbauerkehr 916 *m*) } 11. Querparallele.

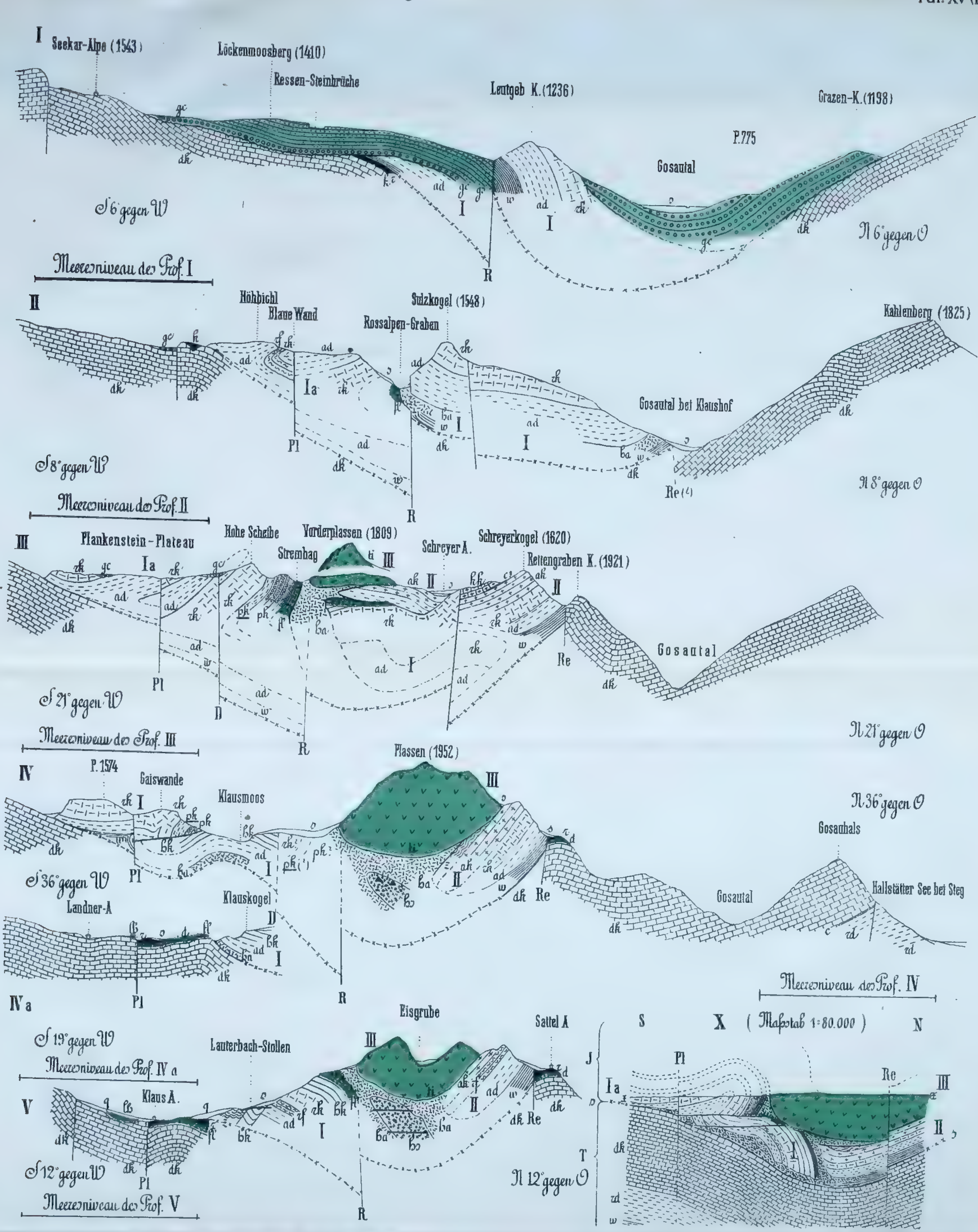
Die Pfeile und römischen Ziffern (I—VIII) unterhalb des Längsprofiles IX entsprechen den Schnittpunkten dieses Längsprofiles mit den Querprofilen I—VIII. (*ZE* = zentrale Einlagerung.)

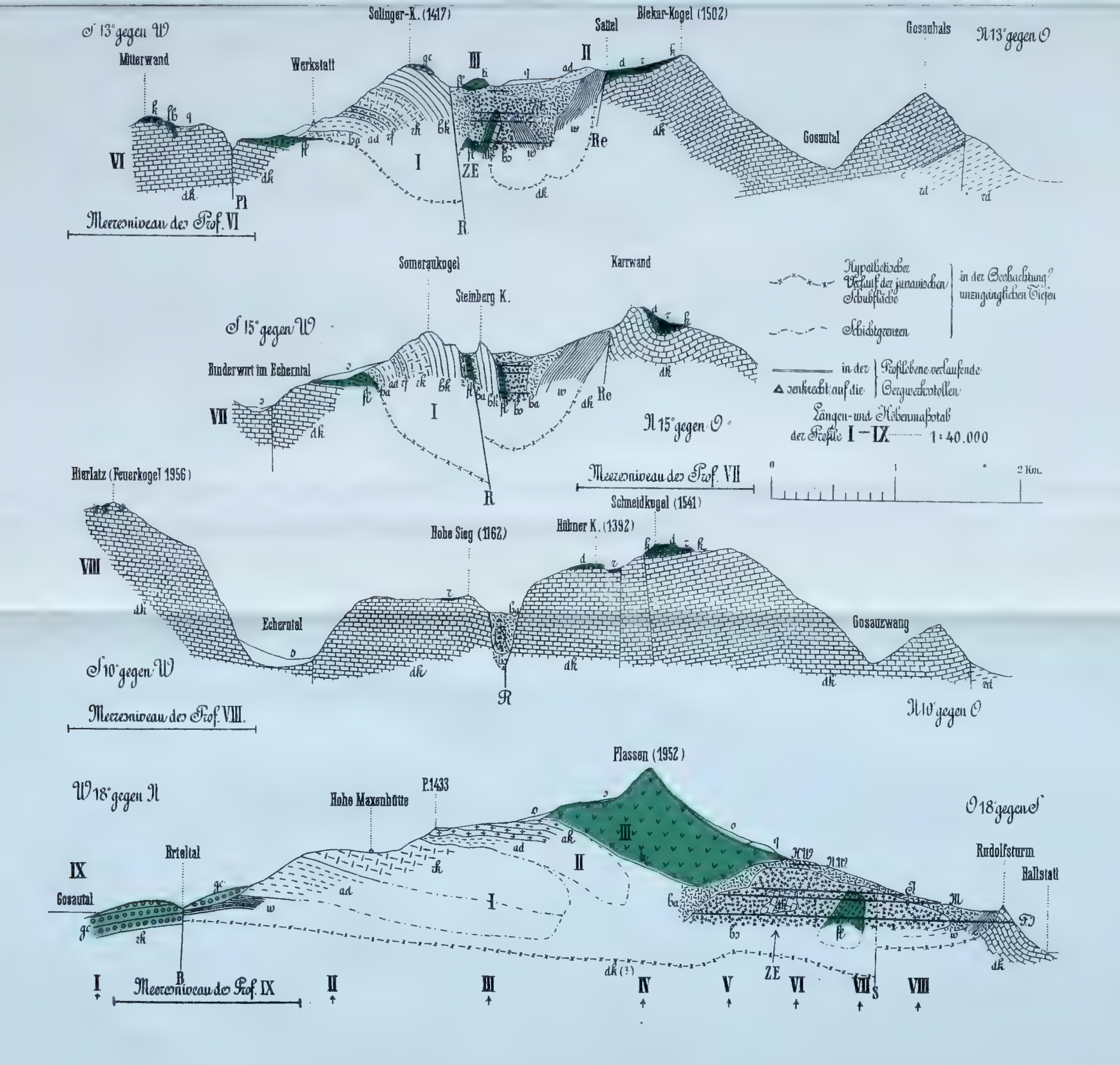
Profil X stellt einen etwa dem Profile IV entsprechenden Querschnitt durch die Plassengruppe nach Eintritt der vorgosauischen Gebirgsbildung unmittelbar vor Ablagerung der Gosauschichten dar. I, I*a*, II, III = die einzelnen Gleitbretter der juvavischen Decke (p. 132) (*xx* = vorgosauische Landoberfläche, *T* = tirolische, *J* = juvavische Einheit, *ss* = juvavische Schubfläche)

Maßstab der Profile I—IX (1 : 40.000), Maßstab des Profiles X (1 : 80.000).

Berichtigung zu Profil VI und IX.

In der „zentralen Einlagerung" (*ZE*) ist die Signatur *dk* (Dachsteinkalk) durch *hk* (Hallstätter Kalk) zu ersetzen. Der „Liasfleckenmergel" (*fl*) der zentralen Einlagerung des Profiles VI enthält zum Teil auch Zlambachmergel. Da die zentrale Einlagerung, wie p. 148 gezeigt wurde, wahrscheinlich juvavisch und nicht tirolisch ist, wie auf Profil VI dargestellt wurde, muß in diesem Profil die juvavische Schubfläche unterhalb der zentralen Einlagerung verlaufen.


I
Seekar-Alpe (1543)
Löckenmoosberg (1410)
Ressen-Steinbrüche
Leutgeb K. (1236)
Grazen-K. (1198)
P. 775
Gosautal
S 6° gegen W
N 6° gegen O
Meeresniveau des Prof. I
II
Höhbichl
Blaue Wand
Sulzkogel (1548)
Rossalpen-Graben
Kahlenberg (1825)
Gosautal bei Klaushof
S 8° gegen W
N 8° gegen O
Meeresniveau des Prof. II
III
Plankenstein-Plateau
Hohe Scheibe
Vorderplassen (1809)
Strembag
Schreyer A.
Schreyerkogel (1620)
Rettengraben K. (1921)
Gosautal
S 21° gegen W
N 21° gegen O
Meeresniveau des Prof. III
IV
P. 1574
Gaiswande
Klausmoos
Plassen (1952)
N 36° gegen O
Gosauhals
S 36° gegen W
Hallstätter See bei Steg
Gosautal
Landner-A
Klauskogel
Meeresniveau des Prof. IV
IV a
Eisgrube
Sattel A
X
(Maßstab 1:80.000)
S 19° gegen W
Lauterbach-Stollen
Meeresniveau des Prof. IV a
V
Klaus A.
S 12° gegen W
N 12° gegen O
Meeresniveau des Prof. V



Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVIII (1918).
Verlag der geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

Tafel XVIII (V).

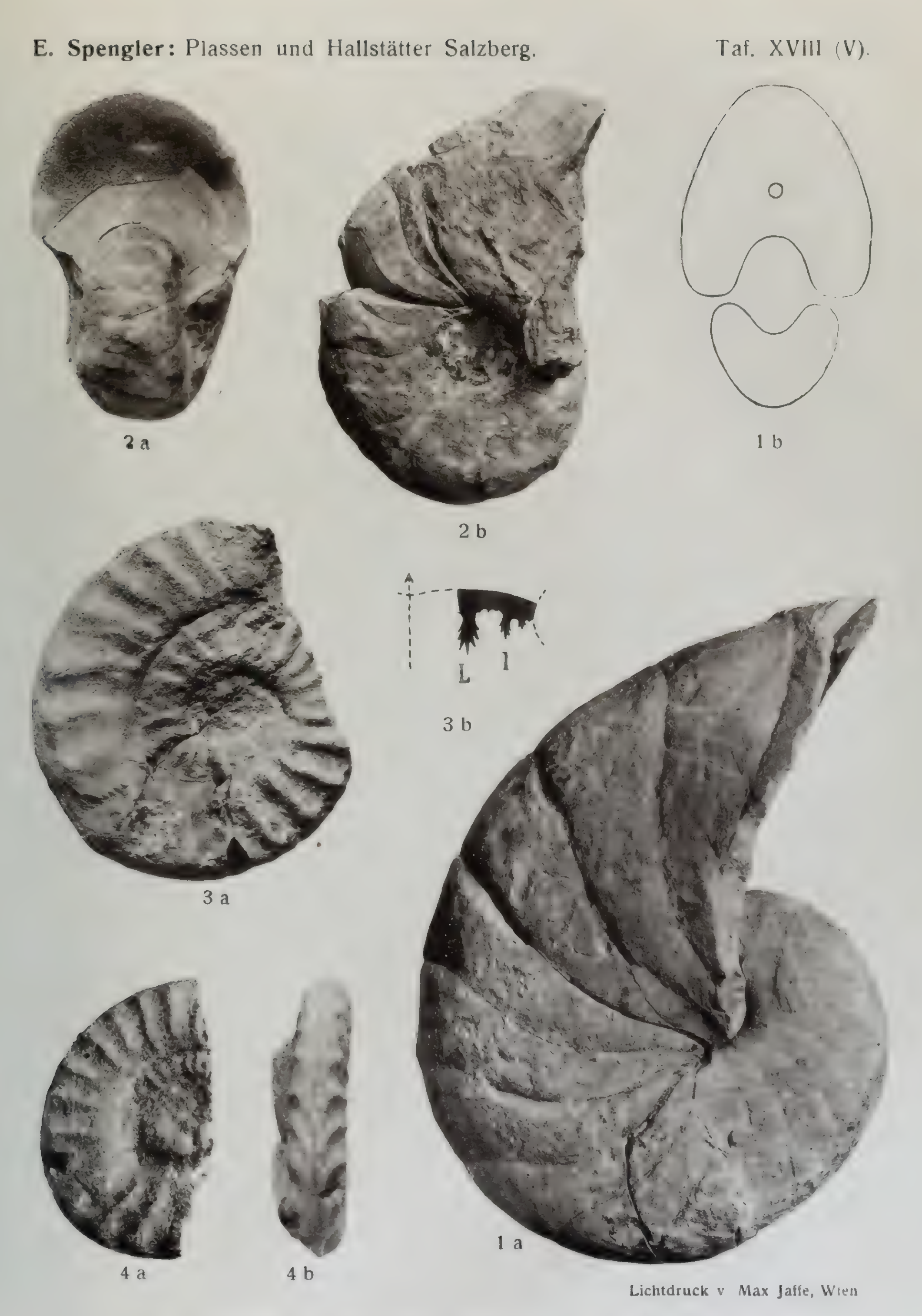
Dr. E. Spengler:

Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut.

Erklärung zu Tafel XVIII (V).

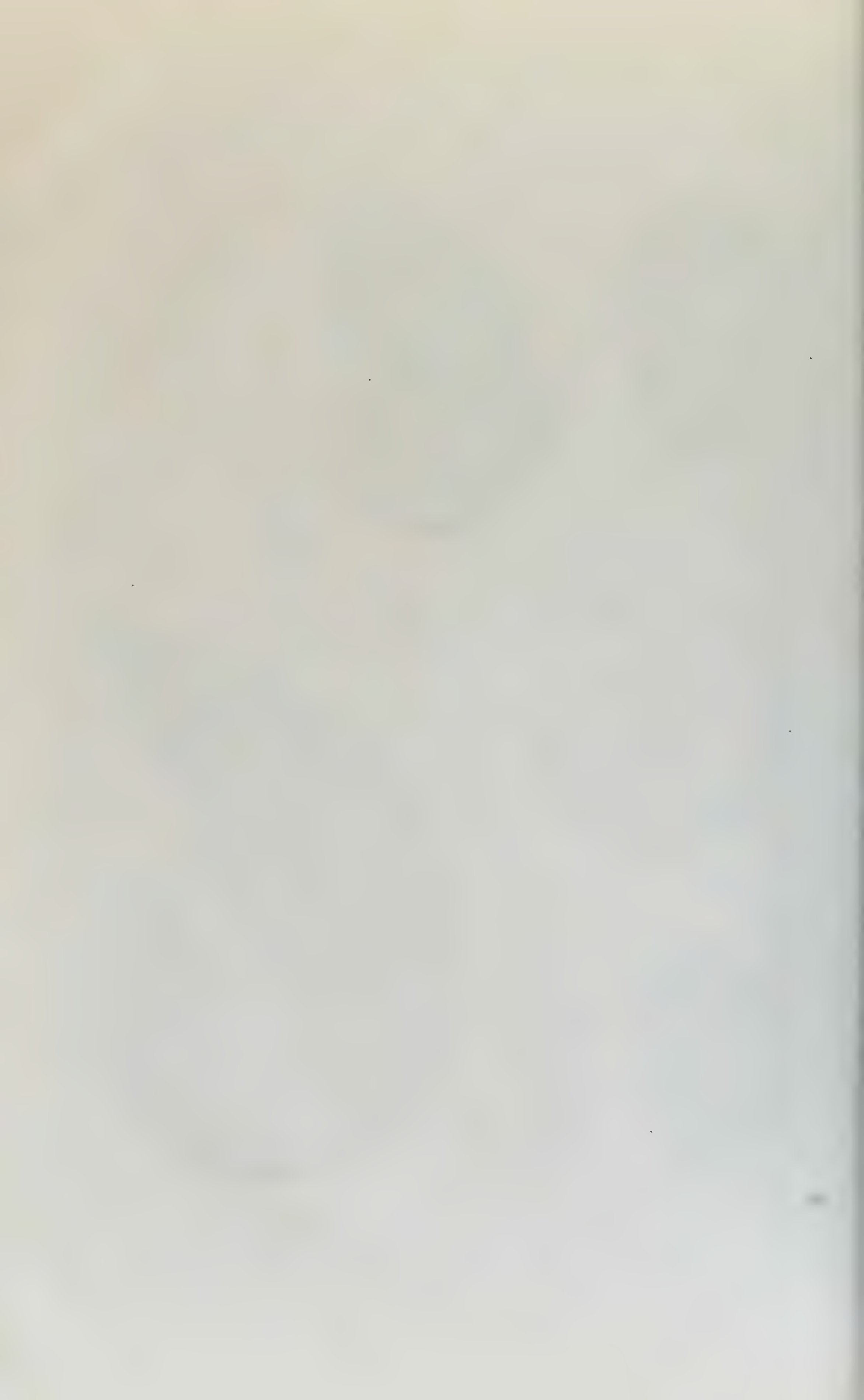
		Seite
Fig. 1a.	*Nautilus Hallstattensis n. sp.* Mittellias „Zwischen den Kögeln". Sammlung des naturhistorischen Hofmuseums	184
Fig. 1b.	*Nautilus Hallstattensis n sp.* Querschnittsbild desselben Exemplares, auf eine Höhe von 50 *mm* reduziert, um einen direkten Vergleich mit den von J. v. Pia (Untersuchungen über die liasischen Nautiloidea, Beiträge zur Paläontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns und des Orients, Bd. XXVII, Taf. VIII—X), gegebenen Querschnittsbildern zu ermöglichen	184
Fig. 2a.	*Nautilus Geyeri Prinz* (ohne Wohnkammer). Mittellias „Zwischen den Kögeln". Sammlung der Geologischen Reichsanstalt	186
Fig. 2b.	*Nautilus Geyeri Prinz* (dasselbe Exemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer)	186
Fig. 3a.	*Harpoceras (Arieticeras) nitescens Y.* und *B. var. Horzineki Mojs.* Mittellias, Dammhöhe. Sammlung der Geologischen Reichsanstalt	187
Fig. 3b.	*Harpoceras* (*Arieticeras*) *nitescens Y.* und *B. var. Horzineki Mojs.* Lobenlinie desselben Exemplars	187
Fig 4a, b.	*Harpocceras* (*Arieticeras*) *nitescens Y.* und *B. var. Horzineki Mojs.* Kleineres Exemplar. Mittellias, Dammhöhe. Sammlung der Geologischen Reichsanstalt	187

Sämtliche Figuren mit Ausnahme von 1*b* in natürlicher Größe.



2 a 2 b 1 b 3 a 3 b 1 a 4 a 4 b

Lichtdruck v. Max Jaffe, Wien



Tafel XIX.

Prof. Dr. C. Diener:

Nachträge zur Dibranchiatenfauna der Hallstätter Kalke.

Erklärung zu Tafel XIX.

Fig. 1. *a, b. Aulacoceras (Asteroconites) cf. radiolare Tell.*

a) Längsschnitt des vom Rostrum umhüllten Phragmokons.

b) Seitenansicht eines Stückes des Rostrums.

Fig. 2. *Aulacoceras (Asteroconites) cf. radiolare Tell.* Seitenansicht der Spitzenregion eines Rostrums.

Fig. 3. *a, b. Aulacoceras (Asteroconites cf. radiolare Tell.* Querschnitt durch ein Rostrum.

a) In der Spitzenregion.

b) In der Nähe der Spitze des Phragmokons.

Sämtliche Stücke aus dem tuvalischen Hallstätter Kalk (*Subbullatus*-Schichten) des Feuerkogels, coll. Kittl.

Fig. 4. *a, b, c. Aulacoceras sulcatum Hau.* Rostrum.

a) Seitenansicht.

b) Querschnitt in der Nähe der Spitze.

c) Querschnitt am Oberrand.

Karnischer Hallstätter Kalk der *Aonoides*-Zone, Feuerkogel, coll. Heinrich.

Fig. 5. *a, b. Dictyoconit s Kittlii Dien.* Phragmokon

a) Seitenansicht

b) Querschnitt in der Nähe des Unt rrandes.

Tuvalischer Hallstätter Kalk (*Subbullatus*-Schichten) des Feuerkogels, coll. Kittl.

Fig. 6. *a, b, c. Dictyoconites Geyeri Dien.* Rostrum.

a) Ventralansicht.

b) Seitenansicht.

c) Querschnitt.

Tuvalischer Hallstätter Kalk (*Subbullatus*-Schichten) des Feuerkogels, coll. Kittl.

Fig. 7. *Dictyoconites sp. ind. aff. Geyeri Dien.* Querschnitt des Rostrums. Feuerkogel, Norisch-karnische Mischfauna, coll. Heinrich.

Fig. 8. *a, b. Atractites Heinrichii Dien.* Rostrum.

Feuerkogel, Norisch-karnische Mischfauna, coll. Heinrich



del. Karl Reitschläger, Wien. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.






CALIF ACAD OF SCIENCES LIBRARY
3 1853 10006 0396

